FAZIESDIFFERENZIERUNG WÄHREND DES NAMUR UND WESTFAL A ZWISCHEN RIAÑO (LEÓN) UND CERVERA DE PISUERGA (PALENCIA), KANTABRISCHES GEBIRGE, SPANIEN

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Geowissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität Tübingen

vorgelegt von
Stefan Schöler
aus
Hamburg

1984
1983

UNIV.
LIBRARY
KIEL

FAZIESDIFFERENZIERUNG WÄHREND DES NAMUR UND WESTFAL A ZWISCHEN RIAÑO (LEÓN) UND CERVERA DE PISUERGA (PALENCIA), KANTABRISCHES GEBIRGE, SPANIEN

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Geowissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität Tübingen

vorgelegt von
Stefan Schöler
aus
Hamburg

1984

Tag der mündlichen Prüfung: 19. Mai 1983

Dekan:	Prof. Dr. G. Kohlhepp
1. Berichterstatter:	Prof. Dr. R. Schönenberg
2. Berichterstatter:	Prof. Dr. J. Kullmann

VORWORT

An dieser Stelle möchte ich meinen verehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. R. Schönenberg und Herrn Prof. Dr. J. Kullmann danken. Sie überließen mir das Thema dieser Arbeit und standen mir stets mit ihren Anregungen und zahlreichen fördernden Diskussionen zur Seite.

Dank sei auch den holländischen und spanischen Freunden und Kollegen, die mir ihre Gastfreundschaft gewährten und mich im Gelände nach Kräften unterstützten. Besonderen Dank gilt hier Herrn Dr. Theo Krans (Leiden), dessen freundschaftliche Hilfe mir u.a. die Einsicht in interne Berichte des geologischen Instituts der Universität Leiden ermöglichte. Einschließen in diesen Dank möchte ich Herrn Dr. A.C. Van Ginkel, ebenfalls in Leiden, für die nützlichen Hinweise in Spanien und vor allem für die Bestimmung meiner Foraminiferen-Proben.

Stellvertretend für die vielen Kollegen, die mir am hiesigen Institut ihre Hilfe gewährten, möchte ich den Herren Dipl. Geol. Theo Engeser, Dr. Hartmut Frankenfeld (jetzt in Köln), Wolfgang Grimmeisen, Bernd Leweke und Joachim Reitner für ihr stetes Interesse und die kritischen Diskussionen danken.

Dem SFB 53 an der Universität Tübingen, Projektbereich "Fossilvergesellschaftungen" / Teilprojekt 10, in dessen Rahmen diese Arbeit angefertigt wurde, danke ich für die finanzielle Unterstützung.

Danken möchte ich weiterhin Herrn W. Wetzel für seine Hilfe bei den Photoarbeiten und Herrn W. Ries, der die Dünnschliffe anfertigte.

Schließlich sei noch meinen Eltern gedankt, deren jahrelange Unterstützung mir das Studium ermöglichte, an

dessen Ende nun diese Arbeit steht.

Ganz besonderer Dank gilt meiner Frau für ihre Geduld und ihre tatkräftige Hilfe.

I N H A L T

	Seite
1 ZUSAMMENFASSUNG	5
2 DAS DEVON	12
2.1 Das Devon der Brezo-Zone	12
2.2 Das Devon des Palentiner Beckens	14
3 DAS UNTERKARBON	18
3.1 Die Vegamian-Formation	18
4 DIE WENDE UNTERKARBON/OBERKARBON	19
4.1 Die Alba-Griotte-Formation	19
4.1.1 Die Alba-Griotte-Formation der Brezo-Zone	19
4.1.2 Die Alba-Griotte-Formation des Palentiner Beckens	21
5 DAS OBERKARBON	26
5.1 Beginn der tektonischen Bewegungen im südöstlichen Kantabrischen Gebirge ("1. tektonischer Impuls")	27
5.1.1 Die Brezo-Zone	27
5.1.1.1 Die Brezo-Schwelle	27
5.1.1.1.1 Tektonik und Sedimentation	27
5.1.1.2 Der Riaño-Cervera-Trog	28
5.1.1.2.1 Tektonik und Sedimentation	29
5.1.2 Das Palentiner Becken	29
5.1.2.1 Die Espigüete-Barriere	29
5.1.2.1.1 Tektonik und Sedimentation	30
5.1.2.2 Der Nordhang der Espigüete-Barriere	31
5.1.2.2.1 Tektonik und Sedimentation	31
5.1.2.3 Das Montó-Gebiet	35
5.1.2.3.1 Tektonik und Sedimentation	36

5.2 Die weitere Entwicklung des südöstlichen Kantabrischen Gebirges im Namur: die Barcaliente-, Santibañez- und Triollo-Formationen 38

5.2.1 Die Brezo-Zone 38

5.2.1.1 Tektonik und Sedimentation der Brezo-Schwelle 38

5.2.1.2 Tektonik und Sedimentation des Riaño-Cervera-Troges 39

5.2.2 Das Palentiner Becken 42

5.2.2.1 Die Espigüete-Barriere 42

5.2.2.1.1 Tektonik und Sedimentation 42

5.2.2.1.2 Foraminiferen 52

5.2.2.2 Der Nordhang der Espigüete-Barriere 56

5.2.2.2.1 Tektonik und Sedimentation des oberen Hanges 56

5.2.2.2.1.1 Die Resoba-Folge 64

5.2.2.2.2 Die randlichen Hangausläufer im Osten und Westen 66

5.2.2.2.3 Tektonik und Sedimentation des unteren Hanges 71

5.2.2.3 Das Montó-Gebiet: Tektonik und Sedimentation 77

5.2.2.4 Conodonten und Foraminiferen des Nordhanges der Espigüete-Barriere und des Montó-Gebietes 86

5.3 Die Entwicklung des südöstlichen Kantabrischen Gebirges an der Wende Namur/Westfal und im Westfal A: die Cervera-Formation 101

5.3.1 Der Südrand des Riaño-Cervera-Troges: die Cervera-Formation nördlich des Valsurvio-Domes 102

5.3.2 Der Nordrand des Riaño-Cervera-Troges 105

5.3.2.1 Die Cervera-Formation nordwestlich von Los Espejos de la Reina 105

5.3.2.2 Die Cervera-Formation im Valdetriollo, nordwestlich von Triollo 113

5.3.2.3 Die Cervera-Formation nördlich von Santibañez de Resoba 121

5.3.3 Der zentrale Riaño-Cervera-Trog 128

5.3.4 Der Nordhang der Carrion-Schwelle: die Cervera-Formation nördlich von Cardaño de Arriba 128

5.4 Die weitere Entwicklung des südöstlichen Kantabrischen Gebirges im Westfal: die Sedimente der Yuso-Gruppe 131

5.4.1 Die Curavacas- und Lechada/Vañes Formationen 131

5.4.2 Die Kalkbildungen innerhalb der Yuso-Gruppe 132

5.4.3 Die geologische Interpretation der Sedimentationsvorgänge im Westfal B/C 132

6 TEKTONISCHES MODELL FÜR DAS NAMUR UND DAS WESTFAL A 136

7 ZUR PALÄOÖKOLOGIE 145

Verzeichnis der Abbildungen 149

Literaturverzeichnis 152

Anhang: Tafeln 1 - 12

1 ZUSAMMENFASSUNG

Der südliche Teil (die "Brezo-Zone") und der nördliche Teil des untersuchten Gebietes ("Palentiner Becken") weisen seit der Siegen-Stufe gegensätzliche fazielle Entwicklungen auf. Während das Oberdevon der Brezo-Zone vor allem mit äußerst fossilreichen Riffkalken auf flache Ablagerungsbedingungen hinweist, zeigen die Schiefer, Knollenkalke und Sande des Palentiner Beckens zur gleichen Zeit eine Beckenfazies an. Diese beiden Faziesräume werden heute durch eine etwa NW-SE verlaufende Störungszone getrennt, die "Cardaño-Zone".

Wahrscheinlich schon an der Wende Devon/Karbon, endgültig jedoch im unteren Visé kommt es zu einer faziellen Angleichung beider Sedimentationsräume. In der Brezo-Zone beginnt zu dieser Zeit die Ablagerung eines Knollenkalkes, der "Alba-Griotte-Formation".

Im Palentiner Becken bleibt es zunächst noch bei der Sedimentation von Kieselschiefern und blauschwarzen Tonen, bevor es auch hier, mit dem Beginn der E_1-Stufe, also an der Wende Visé/Namur zur Knollenkalkbildung kommt.

Mit der Ablagerung dieser Knollenkalke werden das Palentiner Becken und die Brezo-Zone in einen großen, pelagischen Faziesbereich eingegliedert, der sich über das gesamte Kantabrische Gebirge erstreckt und noch weit darüber hinaus bis in die östlichen Pyrenäen verfolgt werden kann. Wegen der weiten Verbreitung und Gleichförmigkeit der Knollenkalkfazies und im Vergleich zu den Verhältnissen im Devon bzw. im späteren Oberkarbon sprechen KULLMANN & SCHÖNENBERG von einem faziellen "Nivellierungsstadium".

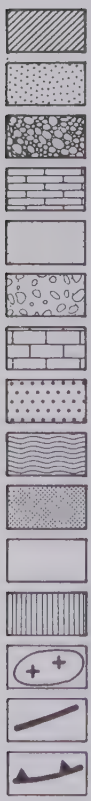
Am Ende der E_1-Stufe des Namur A führt erneut einsetzende Tektonik im gesamten Kantabrischen Gebirge zu räumlichen

UNIV. GEOLOGIE KIEL

Abb.1

LEGENDE

zu den Übersichtskarten



Picos de Europa

Beckenfazies des Westfal B - Stefan

Quarzitkonglomerate des Westfal A/B

Flachwasserkalke des Westfal A

Becken- u. Slope-Fazies des Namur A bis Westfal A

polymikte Breccien der Becken- u. Slope-Fazies

Flachwasserkalk-Fazies des Namur A bis Westfal A

Becken-Fazies der Brezo-Zone, Namur A bis Westfal A

Alba-Griotte-Fazies, Namur A (E_1)

Becken-Fazies des Unterkarbon (Palentiner Becken)

Devon-Fazies des Palentiner Beckens

Devon-Fazies der Brezo-Zone

Intrusiva

Störungen

Überschiebungen

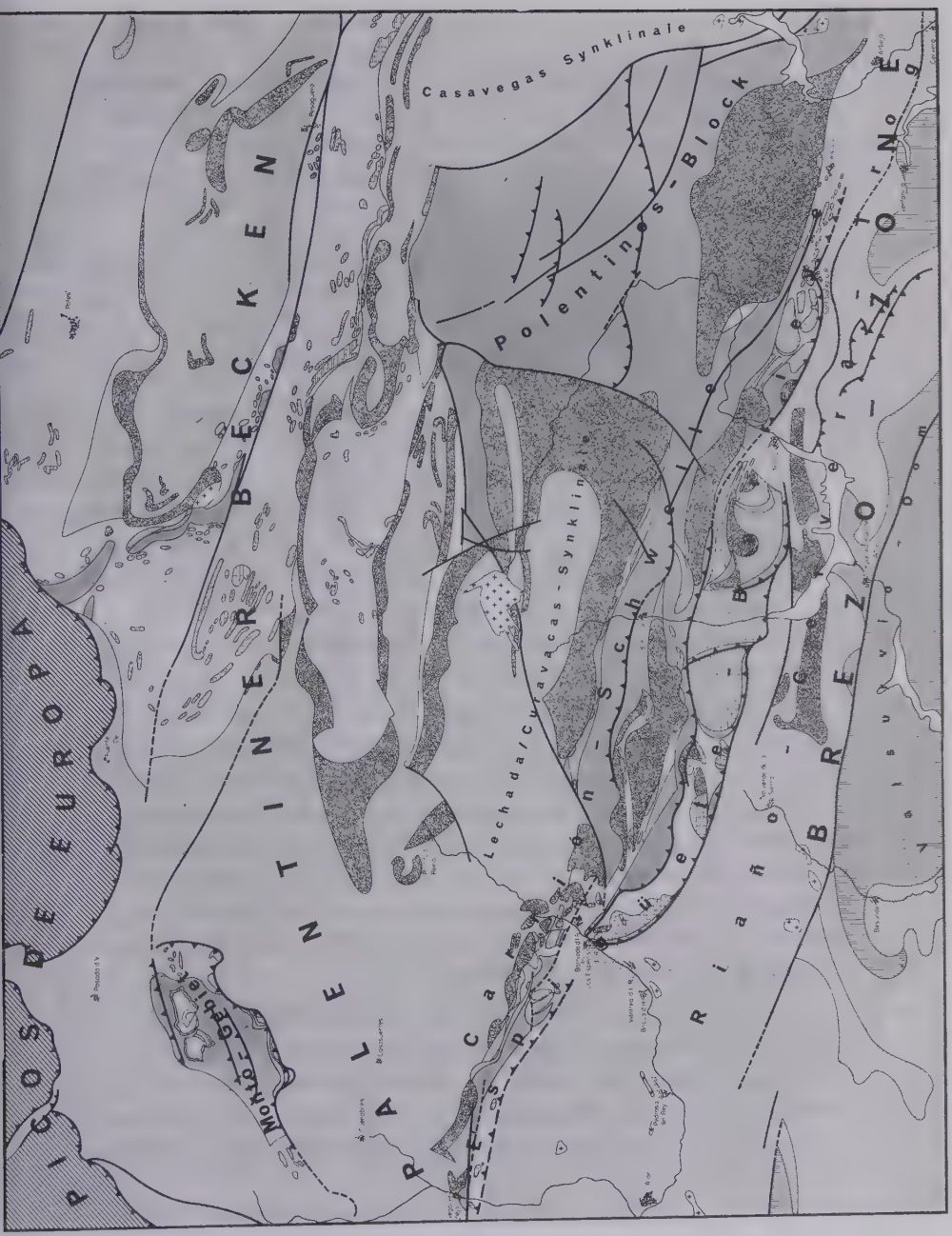


Abb.2: Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes
(nach MAAS, 1974; SAVAGE &BOSCHMA, 1980)
Maßstab 1 : 200 000

Differenzierungen unterschiedlicher Größenordnung, und auch das Palentiner Becken und die Brezo-Zone treten wieder mit getrennten Entwicklungen hervor. Die ersten Bewegungen im untersuchten Gebiet lassen sich an der Wende Namur E_1/E_2 nachweisen:

Im Zuge der Cardaño-Zone bildet sich am Südrand des Palentiner Beckens eine Schwelle, die "Espigüete-Barriere", deren Existenz wesentlich zur erneuten Faziesdifferenzierung des Palentiner Beckens und der Brezo-Zone beiträgt. Eine weitere Schwelle bildet sich im Süden der Brezo-Zone. Diese "Brezo-Schwelle" erstreckt sich in WNW-ESE-Richtung. Während für das Palentiner Becken nur die Südgrenze, nämlich die Espigüete-Barriere, festgelegt werden kann, besteht die Brezo-Zone nun aus einem im Norden und im Süden von Schwellen begrenzten Trog. Dieser Trog erstreckt sich von Riaño im Nordwesten unter starker Verschmälerung bis nach Cervera de Pisuerga im Südosten. Im Nordwesten mündet er in einen weiten Sedimentationsraum, der als Barcaliente-Zone bezeichnet wird.

Durch die Hebung der beiden Schwellen werden auf deren Rücken und an den Hängen die Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation zum großen Teil abgetragen und als "Brezo-Breccie" über den gesamten "Riaño-Cervera-Trog" verteilt. Am Nordhang der Espigüete-Barriere gerät der Knollenkalk durch zunehmende Versteilung des Hanges ins Gleiten, die Knollenkalkplatte zerreißt in kleinere Schollen, die hangabwärts nach Norden in die schwarzen Tone des Palentiner Beckens rutschen.

Ein weiteres Argument für die räumliche Differenzierung schon im E_1 ist die Bildung der ersten Flachwasserkalke auf der Espigüete-Barriere und der Brezo-Schwelle. Während im weiteren Verlauf des Namur die Schwellenkalke zu mehreren hundert Metern emporwachsen können, erreichen den Riaño-

Cervera-Trog die distalen Ausläufer einer Sedimentation, die in der Barcaliente-Zone im Westen bis zu 400 m schwarze, mikritische, z.T. allodapische Kalke hinterläßt. Im Riaño-Cervera-Trog werden diese Barcaliente-Kalke nur bis zu 20 m mächtig und enthalten feine Breccienlagen mit z.T. erosivem Kontakt, die von den Flachwasserkalk-Schwellen im Süden und im Norden des Troges geliefert werden. Bei diesen Feinbreccien handelt es sich um die Randbereiche der Schuttfächer, mit denen sich die Kalke der Espigüete-Barriere und der Brezo-Schwelle umgeben.

Der proximale Schutt, der aus tektonischen Gründen nur am Nordhang der Espigüete-Barriere untersucht werden kann, wird in eine "Grundsedimentation" grünlich-schwarzer Tone geschüttet und besteht aus z.T. bunten Breccien, die zum Hangenden immer gröber werden.

Direkt nördlich der Espigüete-Barriere können sich geringmächtige schwarze, z.T. mikritische Kalkarenite des Barcaliente-Typus einschalten. Sie werden wahrscheinlich durch"Pforten" in der Barriere geliefert, die während des oberen Namur das südliche Palentiner Becken und den Riaño-Cervera-Trog miteinander verbinden.

Während die Sedimentation der Flachwasserkalke auf den Schwellen durch Fossilfunde bis in das Westfal A dokumentiert ist, läßt sich das Ende der Barcaliente-Sedimentation im Riaño-Cervera-Trog paläontologisch nicht festlegen. Sie werden durch eine Wechsellagerung aus Tonen, Mergeln und Feinbreccien abgelöst. Die Feinbreccien dürften ebenfalls aus den Schwellenregionen kommen. Ihre Sedimentation im Riaño-Cervera-Trog endet mit dem Westfal A.

An der Wende Namur C/Westfal A werden Teile des tieferen Nordhanges der Espigüete-Barriere von einer kräftigen Hebung erfaßt. Dabei bildet sich parallel zum alten ein neuer Rücken, die"Carrión-Schwelle". Ihre karbonischen und

oberdevonischen Schichten werden rasch abgetragen. Die so entstandenen, zum großen Teil sandigen, grobklastischen Sedimente werden im Norden und Süden der jungen Schwelle abgelagert. Im Süden verschütten sie zu Beginn des Westfal A die alte Espigüete-Barriere und erreichen den Riaño-Cervera-Trog.

Diese Bewegungen stehen im Zusammenhang mit einer Vielzahl von nach Süden gerichteten Überschiebungen im Nordosten des Arbeitsgebietes. In deren Folge kommt es dort zu Faltungen, Hebungen und ebenfalls zu Erosion, die hier allerdings bis auf das Silur übergreift. Die Abtragungsprodukte in Form von Sanden, Breccien und Konglomeraten werden sowohl nach Norden in das Palentiner Becken, als auch nach Süden in den Riaño-Cervera-Trog transportiert.

Etwa zur gleichen Zeit führt im Südwesten des Riaño-Cervera-Troges erhöhter Wärmefluß zur Aufwölbung des sog. "Valsurvio-Domes" und zu einer leichten Metamorphose, die in einem Umkreis bis zu 10 km um das Zentrum des Domes nachweisbar ist. Auch hier werden Schichten des Oberdevons und des Karbons abgetragen und in Form von konglomeratischen Sanden, Breccien und umfangreichen Olisthostromen und Olistholithen von dem Riaño-Cervera-Trog aufgenommen.

Diese im Westfal A entstandenen grobklastischen Sedimente werden in der "Cervera-Formation" zusammengefaßt und werden von den mächtigen "Curavacas-Konglomeraten" überlagert, die sich an der Wende Westfal A/B mit einer z.T. deutlichen Diskordanz auf die oben beschriebenen Schichten legen und bis auf das untere Devon übergreifen können.

Es kommt also zur Gliederung eines ursprünglich relativ einförmigen Gebietes in etwa Nordwest-Südost-streichende Schwellen und Tröge. Diese Situation kontrolliert im Namur und Westfal A die unterschiedlichen Fazies. Durch die fortgesetzte Kompressionstektonik bis in das Stefan werden diese Strukturen stark deformiert, lassen sich jedoch noch immer als strukturelles Grundmuster erkennen.

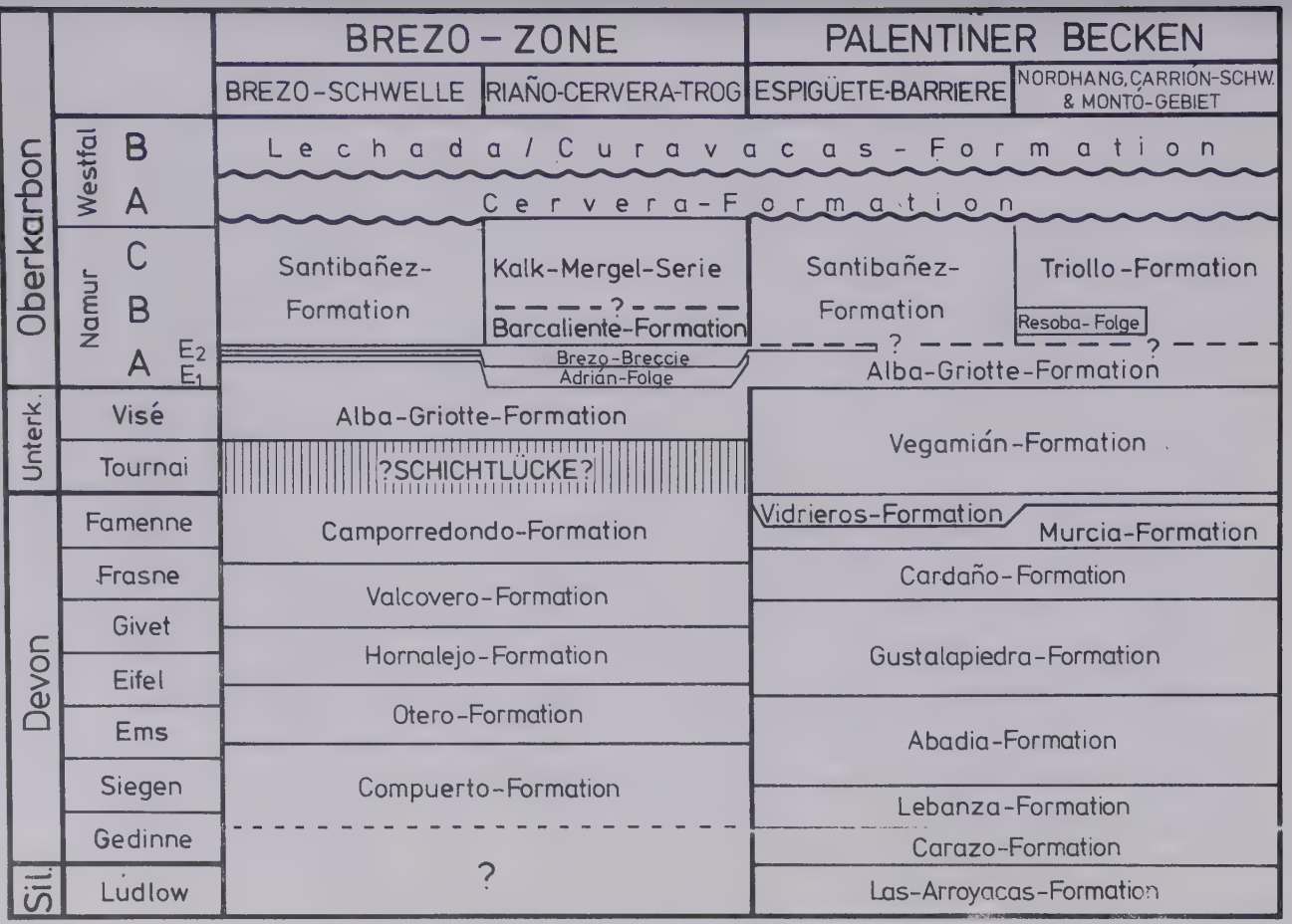


Abb. 3: Synoptische Tabelle der Formationen des Devon und Karbon im Arbeitsgebiet (nach: KOOPMANS, 1955; VAN VEEN, 1966; AMBROSE, 1972; REUTHER, 1977; KULLMANN & SCHÖNENBERG, 1978; KRANS & al., 1982)

2 DAS DEVON

2.1 Das Devon der Brezo-Zone

Die weitgehende Übereinstimmung des Devons der Brezo-Zone mit dem Devon der Asturo-Leonesischen Zone im Südwesten des Kantabrischen Gebirges ist seit DE SITTER (1959) und COMTE (1959) allgemein bekannt. In der folgenden kurzen Beschreibung des Mittel- und Oberdevons der Brezo-Zone werden zur Orientierung hinter den von KOOPMANS (1962) eingeführten regionalen Formationsnamen die entsprechenden in der Asturo-Leonesischen Zone gebräuchlichen Bezeichnungen in Klammern genannt.

Die Kalke und Tone der C o m p u e r t o -Formation (La-Vid-Formation) sind die ältesten aufgeschlossenen Gesteine der Brezo-Zone. Wegen der nur sehr spärlichen stratigraphischen Aussagen der gefundenen Korallen, Stromatoporen, und Crinoiden, korreliert KOOPMANS die Compuerto-Formation hauptsächlich aufgrund lithologischer Übereinstimmungen mit der La-Vid-Formation der Asturo-Leonesischen Zone und stellt sie in das untere Ems. Die bunten, sandigen Schiefer im Hangenden dokumentieren nach KOOPMANS eine Verwitterung unter tropischen Bedingungen und somit auch eine Sedimentationsunterbrechung am Ende der Compuerto-Formation.

Deutliche laterale Variationen und Mächtigkeitsschwankungen in der nun folgenden O t e r o -Formation (Santa-Lucia -Formation) zeigen in der Brezo-Zone zum ersten Mal eine Nord-Süd-Tendenz, die im oberen Devon zunehmend an Bedeutung gewinnt. Während die Formation im Süden aus dickbankigen Korallenkalken mit Bryozoen, Brachiopoden und Crinoiden besteht, wird sie im Norden aus einer geringmächtigen Wechsellagerung äußerst fossilreicher Kalklagen und z.T. kalkigen Tonen gebildet. Die Otero-Formation kann ganz

fehlen, was KOOPMANS auf lokale Erosion zurückführt. Trotz des relativen Fossilreichtums konnte KOOPMANS die Otero-Formation nur über die liegende Compuerto- und die hangende Hornalejo-Formation auf oberes Ems eingrenzen.

Die H o r n a l e j o -Formation (Huergas-Formation) besteht aus einer rein klastischen Folge, deren Abschluß ein roter Eisensandstein bildet. Sie wird von KOOPMANS in das Eifel gestellt. Im Norden der Brezo-Zone sind die Mächtigkeiten der Hornalejo-Formation stark reduziert, örtlich kann sie vollständig fehlen. Auch dieser Befund wird von KOOPMANS durch eine Hebung im Norden und die sich daraus ergebende Erosion erklärt.

Wie die ebenfalls kalkige Otero-Formation zeigt auch die über der Hornalejo-Formation einsetzende V a l c o v e r o -Formation (Portilla-Formation) große laterale Unterschiede. Die mächtigen Flachwasserkalke im Süden mit Korallen, Stromatoporen, Bryozoen und Brachiopoden dünnen nach Norden mehr und mehr aus, bis ganz im Norden der Brezo-Zone nur noch wenige Meter Kalke die Valcovero-Formation repräsentieren. Anzeichen von Erosion am Top der Kalke, vor allem im Norden der Brezo-Zone, deuten laut KOOPMANS auf eine Sedimentationsunterbrechung zwischen der Valcovero-Formation und den Sanden der hangenden Camporredondo-Formation. Die Flachwasserkalkbildung reicht nach KOOPMANS vom oberen Givet bis in das untere Frasne.

Die mächtige klastische Abfolge der C a m p o r r e d o n d o - Formation (Nocedo/Ermita-Formation) besteht im Liegenden aus tonigen Sanden, auf welche weiße quarzitische Sande folgen, die nach oben hin durch ein Mikrokonglomerat abgeschlossen werden können. Auch hier tritt die starke Mächtigkeitsabnahme von Süden nach Norden wieder in Erscheinung: während im Süden mehrere hundert Meter Sande aufgeschlossen sind, liegen im Norden der Brezo-Zone nur

noch 1 bis 2 m Quarzit. Die Datierung ist schwierig. KOOPMANS stellt die Formation aufgrund der von ihm gesammelten Fauna in das Frasne und das Famenne.

2.2 Das Devon des Palentiner Beckens

Die Sedimentation des Palentiner Beckens unterscheidet sich ab dem Mitteldevon vollkommen von der oben beschriebenen Abfolge der Brezo-Zone.

Während die ältesten aufgeschlossenen Gesteine der Brezo-Zone im unteren Ems abgelagert worden sind (KOOPMANS, 1962), lassen sich im Palentiner Becken schon Schichten aus der Zeit Ludlow/Gedinne nachweisen (AMBROSE, 1972; VAN VEEN, 1966), die noch sehr gut mit zeitgleichen Sedimenten im Asturo-Leonesischen Raum verglichen werden können.

Wahrscheinlich im Ludlow (AMBROSE, 1972) wird im Palentiner Becken eine Wechsellagerung aus Tonen und Sanden abgelagert, die L a s A r r o y a c a s - Formation. Die Sande sind, vor allem im oberen Bereich der Formation, z.T. turbiditisch (AMBROSE, 1972; VAN VEEN, 1966; FRETS, 1965), neben anderen ein Zeichen zunehmender Transportenergie. CRAMER & al. (1977) konnten mit Hilfe von Acritarchen, Miosporen und Chitinozoen ein obersilurisches bis unterdevonisches Alter belegen. Ebenfalls aufgrund palynologischer Daten schließen LOBATO & al. (1977) auf ein nahes Festland. Für VAN VEEN (1966) ist diese Formation noch Teil der Carazo-Formation, als deren "basal member" er die Wechsellagerung aus Sanden und Tonen beschreibt.

In der hier nach AMBROSE (1972, 1974) zitierten Form, umfaßt die C a r a z o -Formation die "member b" und "c" VAN VEENs (1966). Sie besteht aus einer Quarzitabfolge im

Liegenden und einer Wechsellagerung aus Sanden, Kalken und Tonen im Hangenden. Aufgrund von Mächtigkeitsunterschieden, Korngrößenverteilungen, Messungen von Schrägschichtungen bzw. Rippelmarken und der Verteilung von Phosphoritkörnern und Hämatitkonzentrationen in den Quarziten und Sanden schließt AMBROSE auf ein nahes Liefergebiet im Süden des Palentiner Beckens. Zu gleichen Ergebnissen kommen KRANS et al. (1982) durch faziesgeologische und paläontologische Untersuchungsmethoden. Die Sande der oberen Carazo-Formation sind teilwese turbiditisch. BINNEKAMP (1965), VAN ADRICHEM BOOGAERT (1967) und LOBATO (1974) datieren die obere Carazo-Formation als Gedinne.

Die überwiegend aus detritischen Kalken bestehende Abfolge der über der Carazo-Formation liegenden L e b a n z a - Formation reicht nach BINNEKAMP (1965) und VAN ADRICHEM BOOGAERT (1967) vom oberen Gedinne bis in das Siegen. Während der Lebanza-Formation vollzieht sich der Umschlag im Sedimentationsmilieu zu immer distaleren Ablagerungsbedingungen. Der Einfluß einer nahen Küste läßt sich nicht mehr in dem Maße nachweisen, wie noch in der Carazo-Formation. Terrigenes Material wird immer feiner und fehlt dann ganz, was im mittleren Teil noch die vereinzelte Entwicklung von Riffstöcken zuläßt (AMBROSE, 1972; KRANS et al., 1982) Die Schichten der Lebanza-Formation gehen kontinuierlich in die Tone und z.T. knolligen Kalke der Abadía-Formation über.

Die A b a d í a -Formation mit ihren knolligen Goniatitenkalken ist das Produkt einer pelagischen, landfernen Sedimentation mit nur geringem terrigenem Einfluß und kleinen Sedimentationsraten. Die Wassertiefe dürfte allerdings nicht groß gewesen sein, denn noch zweimal kommt es zu Ablagerungen flacheren Wassers mit Korallen. Fossilien aus der Abadía-Formation ergeben ein Alter von Ems und Eifel

(KULLMANN, 1960, 1965; VAN VEEN, 1966; VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1967; AMBROSE, 1972).

Über der Abadia-Formation liegt die G U S T A L A P I E - D R A - Formation. Die besteht aus olivgrünen bis schwarzen Tonen, in die dünne Bänke oft knolliger Kalke eingeschaltet sind (VAN VEEN, 1966; AMBROSE, 1972). Nur noch selten können terrigene Einflüsse in Form von Linsen feinen Sandes festgestellt werden (VAN VEEN, 1966). Das Ablagerungsmilieu ist tiefer und ruhiger als noch während der Sedimentation der Abadía-Formation. Die Formation reicht vom Givet wahrscheinlich bis in das untere Frasne hinein (VAN VEEN, 1966; VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1966, 1967).

Die Gustalapiedra-Formation geht konkordant in die dunklen, knolligen und mikritischen Kalke der C a r d a ñ o - Formation über, deren Bänke voneinander durch Tone getrennt sind (VAN VEEN, 1966). Die Kalke können nach oben hin wieder durch Tone abgelöst werden (AMBROSE, 1972). Das Ablagerungsmilieu ist ähnlich wie zur Zeit der Gustalapiedra-Formation: tief, ruhig und ohne terrestrische Einflüsse. Eine reiche Conodontenfauna stellt die Knollenkalke der Cardaño-Formation in das Frasne (VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1966) bzw. in das obere Givet und untere Frasne (VAN ADRICHEM BOOGAERT,1967).

Das ruhige Milieu der Gustalapiedra- und Cardaño-Formationen wird ab dem oberen Frasne und unteren Famenne durch die episodenhaften Sandschüttungen der M u r c i a -Formation unterbrochen, die zum überwiegenden Teil als Turbidite transportiert werden. Die Transportenergie ist in den mittleren Partien der Formation am größten, hier treten Gerölle und Breccien auf. Zum Liegenden und zum Hangenden nimmt die Energie ab (FRANKENFELD, 1979). Die Tatsache einer allgemeinen Korngrößenabnahme von Westen nach Osten und der Umstand, daß die Sande im Osten jünger zu

sein scheinen, als im Westen (FRETS, 1965; VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1966, 1967; MAAS, 1974; FRANKENFELD, 1979), könnten auf einen Transport der Sande aus dem Westen hindeuten (FRANKENFELD, 1979). Zwischen den einzelnen turbiditischen Episoden geht die "normale" Beckensedimentation weiter: vor allem im Osten des Palentiner Beckens werden die Sandbänke durch Tone getrennt, in denen auch Knollenkalkbänkchen auftreten (MAAS, 1974).

Spätestens mit dem unteren Famenne (doIIβ) kommt die Sedimentation turbiditischer Sande zur Ruhe. Die Ablagerung von Tonen, Mergeln und knolligen Kalken bildet sich nun in der V i d r i e r o s - Formation wieder ungestört von terrestrischen Einflüssen aus. Die Sedimentation hält wahrscheinlich bis in das untere Tournai (kockeli-dentiliniatus-Zone) an (KULLMANN, 1960; WAGNER & WAGNER-GENTIS, 1963; BUDINGER & KULLMANN, 1964; VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1967; VAN VEEN, 1966; WAGNER, 1971).

3 DAS UNTERKARBON

3.1 Die Vegamián-Formation

Im Palentiner Becken gehen die Tone, Mergel und Knollenkalke der Vidrieros-Formation im allgemeinen sukzessiv in die schwarzen Tone der Vegamián-Formation über. Typisch für die Vegamián-Formation sind die weit verbreiteten Phosphatknollen (COMTE, 1959; VAN VEEN,1966). Daneben werden feine Breccien, Kalkbänke,Lydite, z.T. glaukonitische Sande und Silte beschrieben (VAN VEEN, 1966; VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1967; WAGNER,WINKLER PRINS & RIDING, 1971; REUTHER, 1977; SCHÖLER, 1977; FRANKENFELD, 1979).

Im Palentiner Becken beginnt die Sedimentation der Vegamián-Formation schon im unteren Tournai (VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1967) und greift im oberen Tournai auch auf weite Teile der Asturo-Leonesischen Zone über. Nur in der Brezo- Zone wurde höchstwahrscheinlich keine Vegamián-Formation abgelagert. Die Schichten der Vegamián-Formation sind seit dem Siegen somit die ersten der Palentiner Fazies angehörenden Sedimente, die nicht allein auf das Palentiner Becken beschränkt bleiben. Sie markieren einen bedeutenden Zeitabschnitt in der tektonischen und sedimentären Geschichte des Kantabrischen Gebirges: den Übergang von der faziellen Vielfalt während des Devons zur relativen faziellen Monotonie, die mit den Knollenkalken der Alba-Griotte-Formation während des Namur E_1 ihren Höhepunkt erreicht.

Im Asturo-Leonesischen Raum wird diese Sedimentation durch das Einsetzen der Alba-Griotte-Kalke im unteren bis oberen Tournai (VAN DER ARK, 1982) abgelöst. Im Palentiner Becken reicht sie bis in das obere Visé hinauf, wobei ihre hangenden Partien durch mehrere Meter grünlich-weißer Kieselschiefer gebildet werden. In den oberen Schichten dieser Kieselschiefer kann es zu Anreicherungen von rötlichbraunen Eisen-Mangan-Erzen kommen.

4 DIE WENDE UNTERKARBON/OBERKARBON

4.1. Die Alba-Griotte-Formation

Den Höhepunkt der mit der Vegamián-Formation einsetzenden Faziesnivellierung bilden die z.T. knolligen Cephalopodenkalke der Alba-Griotte-Formation (KULLMANN & SCHÖNENBERG, 1975, 1979).

Es handelt sich um eine stark kondensierte, pelagische Abfolge, bisher ohne nachweisbaren terrestrischen Einfluß. Die Fauna, vor allem Goniatiten, Crinoiden, Einzelkorallen des Cyathaxonia-Typs und Conodonten, ist ausnahmslos pelagisch und kosmopolitisch. Diese verhältnismäßig monotone Fazies ist über das ganze Kantabrische Gebirge verbreitet und läßt sich über die Westpyrenäen bis in die Ostpyrenäen verfolgen (PILGER, 1973; BUCHROITHNER & MILAN, 1977).

Aufgrund dieser bisher bekannten faunistischen und sedimentologischen Gegebenheiten fordern KULLMANN & SCHÖNENBERG (1975, 1979) für die Alba-Griotte-Formation ein verhältnismäßig tiefes und landfernes Ablagerungsmilieu und vergleichen es mit der "période de vacuité" ("Präflysch-Periode") AUBOUINs (1965), dem "leptogeosynklinalen" Stadium TRÜMPYs (1957) bzw. dem "bathyal lull" GOLDRINGs (1962).

Fremde und eigene Untersuchungen in den letzten Jahren haben gewisse regionale Unterschiede und Besonderheiten ergeben, die vor allem im Hinblick auf die Brezo-Zone und das Palentiner Becken im Folgenden kurz beschrieben werden sollen.

4.1.1 Die Alba-Griotte-Formation der Brezo-Zone

Die Ausbildung der Alba-Griotte-Formation in der Brezo-

Zone entspricht derjenigen im Asturo-Leonesischen Raum im Westen des Kantabrischen Gebirges. Es handelt sich um rote, graue oder gelbliche Knollenkalke und Kieselschiefer in bunten Tonen und Mergeln, die an der Wende Tournai-Visé einsetzen und bis in die E_2-Stufe des Namur A reichen (VAN DER ARK, 1982). Die Formation ist etwa 20 m bis 30 m mächtig (s.Taf.I,2;Taf.II,5).

Für den Westen beschreiben WINKLER PRINS (1968) und WAGNER et al. (1971) eine Dreiteilung der Alba-Griotte-Formation: zwei Knollenkalk-Member werden durch ein Kieselschiefer-Member getrennt. Diese Kieselschiefer keilen nach Süden hin aus (HIGGINS & al., 1964; WAGNER & al., 1971).

Aus der Brezo-Zone wird ein Kieselschiefer-Member nicht beschrieben. Allerdings berichten KANIS (1955) und KOOPMANS (1962) von einzelnen Kieselschieferlagen, deren Kieselsäure- und Eisenoxydgehalt KOOPMANS genauer untersuchte.

An der Wende Namur E_1/E_2 legen sich schwarze, mikritische Kalke auf die Knollenkalke des E_1. REUTHER (1977) beschreibt die feindetritischen Kalke als "Adrián-Folge". Synsedimentäre Tektonik führt vor allem am Südrand des westlichen Kantabrischen Gebirges zu erosiv diskordanten Kontakten zwischen der Adrián-Folge und den liegenden Knollenkalken. In diesem Bereich kann die Adrián-Folge auskeilen und durch Kalkbreccien ersetzt werden. Die Mächtigkeit der Adrián-Folge beträgt am Südrand des Gebirges im Normalfall wenige Meter, kann aber bis zu 20 m erreichen. Darüber folgen die bunten "Entomozoen-Schiefer", die in das Namur E_2 gestellt werden.

Im nordwestlichen Kantabrischen Gebirge ist die Adrián-Folge immer ausgebildet (REUTHER, 1977). Synsedimentäre Tektonik ist hier eindeutig erkennbar. Der Kontakt zu den liegenden Knollenkalken ist ebenfalls erosiv diskordant. Knollenkalke des Namur E_2, welche hier die Entomozoen-

Schiefer des Südwestens ersetzen, legen sich konkordant auf die schwarzen Kalke der Adrián-Folge.

In der Brezo-Zone ist die Adrián-Folge ebenfalls ausgebildet. Jedoch ist sie nur 2 m bis 7 m mächtig und kann lokal fehlen. Auch hier ist der Kontakt zu den liegenden Knollenkalken erosiv, jedoch nicht so stark wie am Südrand des westlichen Kantabrischen Gebirges. Über den schwarzen, feindetritischen Kalken kommt es , wie im Westen, noch einmal zur Knollenkalkbildung.

REUTHER beschreibt die Sedimentation der Adrián-Folge und ihre tektonischen Begleitumstände als eines der Zeugnisse des "1. tektonischen Impulses", den er an die Wende Namur E_1/E_2 stellt. HEMLEBEN & REUTHER (1980) nehmen für die Kalke der Adrián-Folge die gleiche Faziesentwicklung an, wie für die allodapischen Kalke der Barcaliente-Formation (s.S.40).

4.1.2 Die Alba-Griotte-Formation des Palentiner Beckens

Das Visé wird im Palentiner Becken durch die schwarzen Tone der Vegamián-Formation repräsentiert, die hier also nicht nur früher beginnt - im unteren Tournai - sondern sich auch noch sehr viel länger behaupten kann, als im Asturo-Leonesischen Raum. Die schwarzen Tone werden zum Hangenden von einigen Metern Kieselschiefer abgelöst. Die kalkige Sedimentation der Alba-Griotte-Formation beginnt im Palentiner Becken erst mit der E_1-Stufe des unteren Namur A (mdl. Mitt. Prof. KULLMANN, Tübingen). Die Ausbildung der Formation unterscheidet sich von der im übrigen Kantabrischen Gebirge. Zunächst ist sie nur 4 m bis 12 m mächtig, was etwa der Mächtigkeit der zur E_1-Stufe gehörenden Knollenkalke in Asturien und León entspricht. Die eigentlichen Unterschiede liegen im äußeren Erscheinungsbild

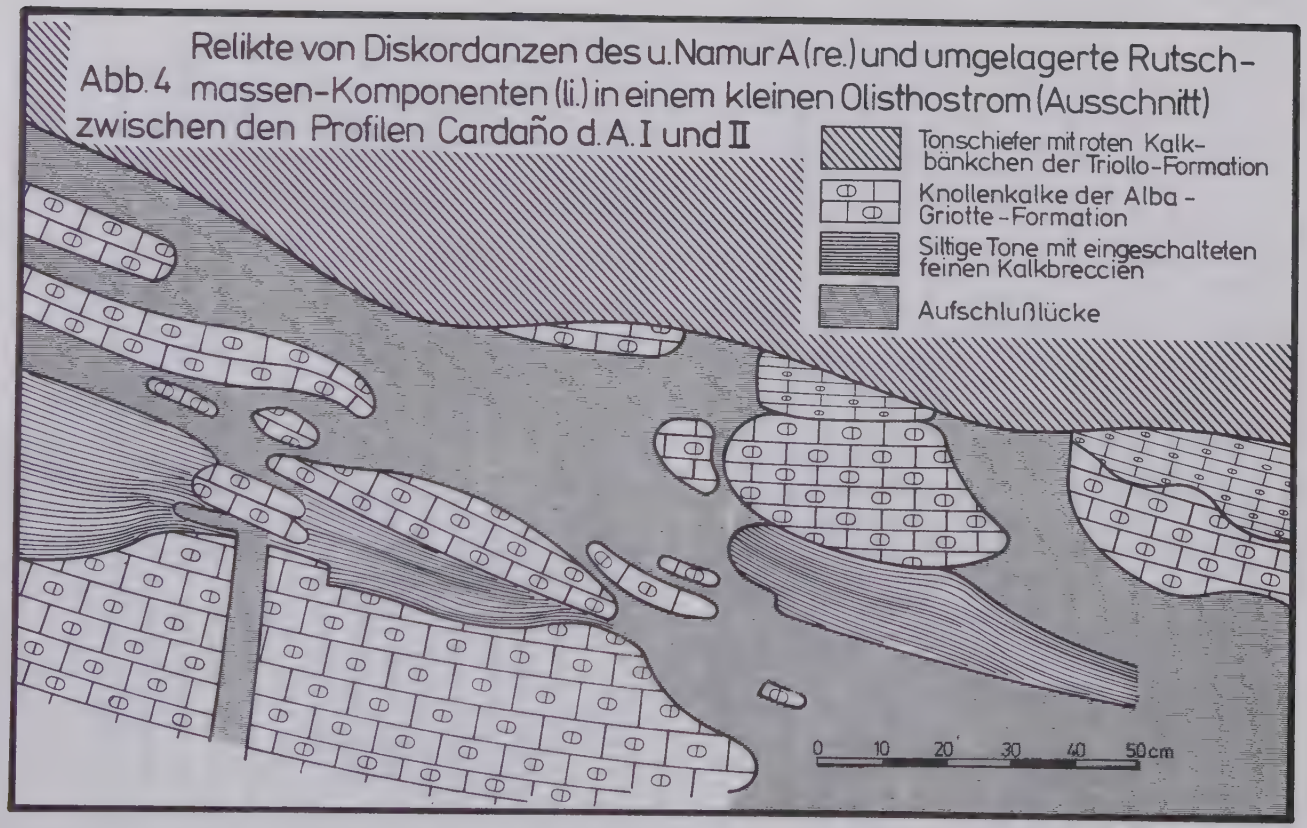


Abb. 4 Relikte von Diskordanzen des u. Namur A (re.) und umgelagerte Rutschmassen-Komponenten (li.) in einem kleinen Olisthostrom (Ausschnitt) zwischen den Profilen Cardaño d. A. I und II
Tonschiefer mit roten Kalkbänkchen der Triollo-Formation
Knollenkalke der Alba - Griotte - Formation
Siltige Tone mit eingeschalteten feinen Kalkbreccien
Aufschlußlücke
0 10 20 30 40 50 cm

der Kalke im Palentiner Becken. Sie beginnen nicht selten mit einer bis zu 50 cm mächtigen Fossilschuttlage. Dieser Schutt besteht überwiegend aus Trochiten, aber Brachiopodenschill und Goniatiten sind ebenfalls häufig. Die Goniatiten zeigen den E_1-Hotizont des unteren Namur an (s.Taf. I,2). Hartgründe sind oft zu finden und dokumentieren mehrfache Sedimentationsunterbrechungen.

Die Kalke sind dichte Mikrite von gelblich-grauer, olivgrauer, selten jedoch von roségrauer Farbe. Typisch sind rundliche oder längliche meist grünlich-weiße aber auch roséfarbene Flecken, die, etwa 0.5 cm bis 2 cm im Durchmesser, lagenweise und parallel zur Schichtfläche angeordnet und im Anschliff gut zu erkennen sind. Die Kalke verwittern grau, gelblich-grau, oder bräunlich-gelb und nur selten rot. Die Bankmächtigkeiten sind sehr viel größer als im übrigen Kantabrischen Gebirge und erreichen oft die 1-Meter-Marke. Auffallend ist das Zurücktreten der Tone. Sie sind schwarz, oder häufiger grünlich-schwarz und kommen nur noch als dünne Lagen zwischen den Kalkbänken vor. Mergel fehlen ganz.

In den hangenden Partien der Kalke mehren sich die Anzeichen verstärkter tektonischer Aktivität: Breccien werden linsenförmig abgelagert (Taf.I,5). Die Komponenten bestehen alle aus Kalken der Alba-Griotte-Formation, sind nicht gerundet und durchschnittlich 1 cm groß. Daneben kommt es zu Erosionsrinnen bis zu 50 cm Tiefe. Diese Rinnen werden mit dünnbankigen Kalken ausgefüllt, die in der Mitte ihre größte Mächtigkeit haben, etwa 10 cm, und nach den Flanken hin auskeilen. Sedimentologisch bestehen keine Unterschiede zu den übrigen Kalken (s.Abb.4,S.22;Abb.5b,S.33;Taf.II,4; S.30,31).

Auch schwarze, mikritische Kalke im Hangenden der Alba-Griotte-Formation fehlen nicht am südlichen Rand des Palentiner Beckens. Allerdings sind sie mit der Adrián-Folge des

Asturo-Leonesischen Raumes und der Brezo-Zone nur bedingt vergleichbar. Im südlichen Palentiner Becken handelt es sich um eine Wechsellagerung aus z.T. knolligen Kalkbänkchen und laminierten, schwarzen Mikriten in denen gut gerundete Quarze nicht selten sind. Die Mikritlagen sind oft gradiert und zeigen dann in den hangenden Partien Schrägschichtung und/oder Lamination. Die Mächtigkeit der Bänke schwankt zwischen 10 cm und 20 cm, wobei die Mikrite meist mächtiger sind als die Knollenkalke. Doch liegen die schwarzen Mikrite nur selten konkordant auf den Knollenkalkbänkchen. Überwiegend ist der Kontakt erosiv-diskordant (s. Taf.II,1-3)

Rutschmassen kleineren Ausmaßes sind die Folgen erster schwacher Reliefbildung (s.S.31). Diese schwache Reliefbildung ist sicher auch der Grund, warum die schwarzen, mikritischen Kalke aus dem Asturo-Leonesischen Raum nur randlich auf das Palentiner Becken übergreifen können. Ein E_2-Horizont wurde im Palentiner Becken nicht nachgewiesen. Im Normalfall geht die Alba-Griotte-Formation mit dünnen, knolligen Kalken sukzessiv in die tonige Beckensedimentation des Oberkarbons über (s.S.34), wie es nördlich Resoba, westlich Triollo, nördlich Cardaño de Arriba und westlich von Barniedo de la Reina beobachtet werden kann (s.Abb.10b, S.68;20b,S.115;5b,S.33;18c,S.108).

Eine Sonderstellung im Palentiner Becken nehmen die Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation im Montó-Gebiet ein, ein Gebiet, das etwa 4 km südwestlich von Posada de Valdeón im Nordwesten des Palentiner Beckens liegt und in dem devonische, unterkarbonische und namurische Gesteine durch südwärts gerichtete Überschiebungen aufgeschlossen sind (s.Abb.2,S.7;Abb.17c,S.91). Die Kalke der Alba-Griotte-Formation im Montó-Gebiet beginnen, wie im Palentiner Bekken üblich, mit dem E_1-Horizont an der Wende Visé/Namur und sind etwa 12 m mächtig. Sie legen sich auch hier auf wahrscheinlich viséische Kieselschiefer. Die massigen,

dichten, mikritischen Kalkbänke (s.Taf.I,1) sind hier rötlich-weiß und treten gegenüber stark knolligen Bänken von etwa 30 cm zurück. Sie werden durch rote Tone voneinander getrennt. Überhaupt ist der Anteil der hier immer roten Tone und Mergel sehr viel größer als sonst im Palentiner Becken. Das äußere Erscheinungsbild der Alba-Griotte-Formation des Montó-Gebietes zeigt also Ähnlichkeiten zur typischen Ausbildung dieser Knollenkalke in der Astur o-Leonesischen Zone und der Brezo-Zone.

Der Übergang der Knollenkalke in die hangenden Tone der Beckenfazies, die hier lokal rot ausgebildet sein können, ist, wie auch sonst im Palentiner Becken, graduell (s.S.34; Abb.13b,S.79;Abb.14b,S.82;Abb.15b,S.85).

5 DAS OBERKARBON

5.1 Beginn der tektonischen Bewegungen im südwestlichen Kantabrischen Gebirge ("1. tektonischer Impuls")

Die ersten tektonischen Bewegungen, die nach dem unterkarbonischen "Nivellierungsstadium" erkennbar werden, liegen an der Wende Namur E_1/E_2 (s.S.21). Die Folgen dieser Tektonik führen im gesamten Kantabrischen Gebirge zu Faziesdifferenzierungen (REUTHER, 1977). Am Südwestrand des Gebirges, also südlich der Sabero- und der Gordón-Störungen, werden silikatische Sedimente aus dem Süden und Westen herantransportiert und als Turbidite über der Alba-Griotte-Formation abgelagert. Nördlich der beiden Störungen hingegen legen sich allodapische Kalke auf die Alba-Griotte-Formation. Diese schwarzen, bituminösen Mikrite der Barcaliente-Formation werden von Norden geschüttet (HEMLEBEN & REUTHER, 1980; s.S.40).

Im Südosten des Kantabrischen Gebirges lassen sich diese Faziesdifferenzierungen als Folge einer frühen Anlage von Becken und Schwellen sowohl im Palentiner Becken als auch in der Brezo-Zone erklären. Die Brezo-Zone, so wie sie heute zugänglich ist, wird in eine südliche Schwelle, die Brezo-Schwelle, und ein nördliches Becken, den Riaño-Cervera-Trog (SAVAGE, 1979) unterteilt. Der Riaño-Cervera-Trog grenzt im Norden an eine Schwelle, die sich bereits auf Palentiner Fazies entwickelt. Diese Espigüete-Barriere trennt das Palentiner Becken während des Namur und des Westfal A vom Riaño-Cervera-Trog.

Weitere Becken und Schwellen bilden sich im Palentiner Becken (MAAS, 1974). Das Montó-Gebiet wird hierfür als Beispiel besonderer synsedimentärer Bewegungen beschrieben werden (s.S.35f.,77f.).

Die namurischen Strukturen verlaufen etwa WNW-ESE. Paral-

lel zu ihnen liegen große Störungssysteme, wie die sehr komplizierte Cardaño-Zone, die vor allem für die initiale Entwicklung der Schwellen von Bedeutung sind (s.S.137).

5.1.1 Die Brezo-Zone

Die Geologie der Brezo-Zone wurde von REUTHER (1977) untersucht und beschrieben. An dieser Stelle werden REUTHERs Ergebnisse kurz wiedergegeben und durch eigene Beobachtungen ergänzt, um die Brezo-Zone als Teil eines Ganzen in die geologische Entwicklung des südöstlichen Kantabrischen Gebirges einfügen zu können.

5.1.1.1 Die Brezo-Schwelle

Zur Lage der Brezo-Schwelle s. Abb.12,S.76. Im Osten, Süden und Westen grenzt die im Namur und Westfal A wirksame Schwelle gegen kohleführendes Stefan. Die Nordgrenze der Brezo-Schwelle bildet ihre Überschiebung auf den Riaño-Cervera-Trog. Am Nordwestrand der Schwelle liegt der Valsurvio-Dom (KOOPMANS, 1962; s.S.102;Abb.24,S.130), eine an der Wende Namur/Westfal durch verstärkten Wärmefluß entstandene domartige Struktur.

5.1.1.1.1 Tektonik und Sedimentation

Erste tektonische Bewegungen erfassen den Bereich der Brezo-Schwelle wie den übrigen Teil des Kantabrischen Gebirges schon während der E_1-Stufe des unteren Namur A. Dabei kommt es zu synsedimentärer Breccienbildung in den Knollenkalken der Alba-Griotte-Formation.

Die ersten Hebungsvorgänge im Gebiet der späteren Schwelle sind zunächst lokal beschränkt und deuten sich durch das Fehlen der Adrián-Folge und des E_2-Horizontes in diesen Bereichen an. Sicher sind in einigen Gebieten die gerade erst abgelagerten schwarzen Kalke der Adrián-Folge und die E_2-Knollenkalke durch die einsetzende Hebung wieder abgetragen worden und bilden das Material für eine bunte, polymikte Breccie, die Brezo-Breccie. Sie ist im Bereich der Brezo-Schwelle überall anzutreffen und liegt auf den Knollenkalken der Alba-Griotte-Formation. Sie wird durchschnittlich 5 m mächtig, und ihre Komponenten sind etwa 3 cm bis 10 cm groß. Die nur schwach kantengerundeten Komponenten der Brezo-Breccie setzen einen relativ geringen Transport voraus.

Der Bildungsbeginn der Brezo-Schwelle läßt sich also frühestens mit dem Ende der E_1-Stufe des Namur A festlegen. Weitere Bewegungen, welche dann zur Abtragung von Kalken der Adrián-Folge und E_2-Knollenkalken und somit zur Bildung der Brezo-Breccie führten, fanden im oberen E_2 des Namur A statt.

5.1.1.2 Der Riaño-Cervera-Trog

Der Riaño-Cervera-Trog stellt nach dem "Nivellierungsstadium" der Alba-Griotte-Formation bis zum beginnenden Westfal A - im Westteil auch darüber hinaus - den nördlichen Teil der Brezo-Zone dar. Die Trogachse verläuft etwa Westnordwest-Ostsüdost. Er wird im Süden durch die Brezo-Schwelle und im Norden von der Espigüete-Barriere begrenzt. Nach Osten hin bestehen Verbindungen mit dem Gebiet von San Julian/Barruelo de Santullan. Im Westen öffnet sich der Trog in den weiten Sedimentationsraum der nördlichen Asturo-Leonesischen Zone (s.S.39;Abb.12,S.76). Sicher gehört ein Großteil des nördlichen Valsurvio-Domes zum Ria-

ño-Cervera-Trog (s.S.102).

Heute ist der Riaño-Cervera-Trog durch die gegeneinandergerichtete Bewegung der beiden Schwellen stark eingeengt. Insbesondere sind die nördlichen und südlichen Beckenränder, wie sie im Namur bestanden, unkenntlich, da sie von den beiden Schwellen überfahren wurden.

5.1.1.2.1 Tektonik und Sedimentation

Ebenso wie auf der Brezo-Schwelle werden auch im Riaño-Cervera-Trog die bunten, polymikten Breccien der Brezo-Breccie über den E_2-Knollenkalken der Alba-Griotte-Formation abgelagert. Zusammen mit der erosiv-diskordanten Sedimentation der Adrián-Folge (s.S.21) und der lokalen Breccienbildung in den Knollenkalken der Alba-Griotte-Formation sind sie Zeugnisse der ersten tektonischen Bewegungen an der Wende Namur E_1/E_2 und im E_2. Bei den Liefergebieten der heute aufgeschlossenen Vorkommen der Brezo-Breccie im Riaño-Cervera-Trog handelt es sich wohl mehr um die tektonisch aktiven Randbereiche der im Entstehen begriffenen Brezo-Schwelle, als um die weiter entfernte Schwelle selbst. Nach der Ablagerung der Brezo-Breccie treten diese Gebiete als Sedimentlieferanten nämlich nicht wieder in Erscheinung, was dafür spricht, daß sie, wie es sich beim Valsurvio-Dom nachweisen läßt, wieder in den Riaño-Cervera-Trog eingegliedert werden (s.101).

5.1.2 Das Palentiner Becken

5.1.2.1 Die Espigüete-Barriere

Die Espigüete-Barriere bildet sich am Südrand und auf Ge-

steinen des Palentiner Beckens. Sie verläuft in nordwest-südöstlicher Richtung und erstreckt sich von Vegacerneja im Westen bis zum Rio Pisuerga nördlich von Cervera im Osten (s.Abb.2,S.7;Abb.12,S.76). An ihrer Südgrenze überschiebt die Barriere oberkarbonische Sedimente des Riaño-Cervera-Troges mindestens 2 km weit nach Süden (s.S.128, 140). Die Nordgrenze bildet der vielfach gestörte und überschobene Nordhang der Barriere. Er ist im übrigen auf Grund der Tektonik der einzig erhaltene Hang der beiden Schwellen südlich des Palentiner Beckens während des Namur und somit auch der einzige Ort, an dem der Übergang Schwelle/Becken im Arbeitsgebiet einigermaßen zusammenhängend untersucht werden kann (s.Abb.12,S.76).

5.1.2.1.1 Tektonik und Sedimentation

Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation sind auch im Bereich der Espigüete-Barriere abgelagert worden und zwar beginnend mit dem E_1 in der für das Palentiner Becken typischen Art. Schwarze, mikritische Kalke der Adrián-Folge wurden im Gebiet der Barriere nicht abgelagert. Ein E_2-Knollenkalk-Horizont läßt sich nicht nachweisen.

Die weitere Sedimentationsgeschichte während der frühen Entwicklungphase der Espigüete-Barriere wird durch lokale Erosion und Resedimentation bestimmt. Teile des Alba-Griotte-Knollenkalkes werden lokal abgetragen, was auf mehrere, engbegrenzte Hebungszentren zurückzuführen ist, wie sie zur Entstehungszeit der jungen Schwelle noch bestanden. Der Abtragungsschutt wurde an anderer Stelle, wieder nur lokal, z.T. erosiv diskordant, auf der Alba-Griotte-Formation abgelagert. Diese Breccie unterscheidet sich von ihrem Äquivalent in der Brezo-Zone dadurch, daß sie ausschließlich aus Knollenkalk-Komponenten besteht, die in eine kalkig mergelige Matrix gebettet sind. Schwarze, mi-

kritische Kalke fehlen ganz (s.Abb.6b,S.44;Abb.7b,S.49).

Diese Beobachtungen einerseits und das Auftreten von schwarzen Kalken ähnlich denen der Adrián-Folge am oberen Nordhang der Barriere andererseits führen zu der Annahme, daß die Barriere schon am Ende der E_1-Stufe, also früher, als bei der Brezo-Schwelle im Süden, als trennende Schwelle wirksam wurde.

5.1.2.2 Der Nordhang der Espigüete-Barriere

Der Nordhang ist heute durch südwärts gerichtete Überschiebungen räumlich stark verkürzt. Trotzdem lassen sich proximale Bereiche von distaleren recht gut unterscheiden. Der Hangbereich ist überall nördlich der Espigüete-Barriere aufgeschlossen.

5.1.2.2.1 Tektonik und Sedimentation

Erste Zeugnisse der beginnenden tektonischen Unruhe, hervorgerufen durch die sich bildende Schwellenregion der Espigüete-Barriere, sind die Breccienhorizonte und die erosiv-diskordante Sedimentation, wie sie in den hangenden Partien der E_1-Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation vorkommen, und die wahrscheinlich mit lokalen Verkippungen zusammenhängen. Diese Breccien können in Extremfällen bis zu 10 m mächtig werden. Umgelagerte Reste solcher Knollenkalkbreccien lassen sich noch westlich von Barniedo de la Reina in etwas höheren Horizonten nachweisen (s.Abb.18c, S.108;Taf.VII,2). Die ebenfalls erosiv-diskordante Ablagerungsform der nur im Bereich des oberen Hanges darüber folgenden schwarzen, mikritischen Kalke und die weit verbreiteten Rutschfalten in diesem Horizont (s.Taf.II,1-3) deuten auf eine zunehmende Schrägstellung dieses südlichen Randgebietes des Palentiner Beckens, das durch die fortschrei-

Abb.5a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.5b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

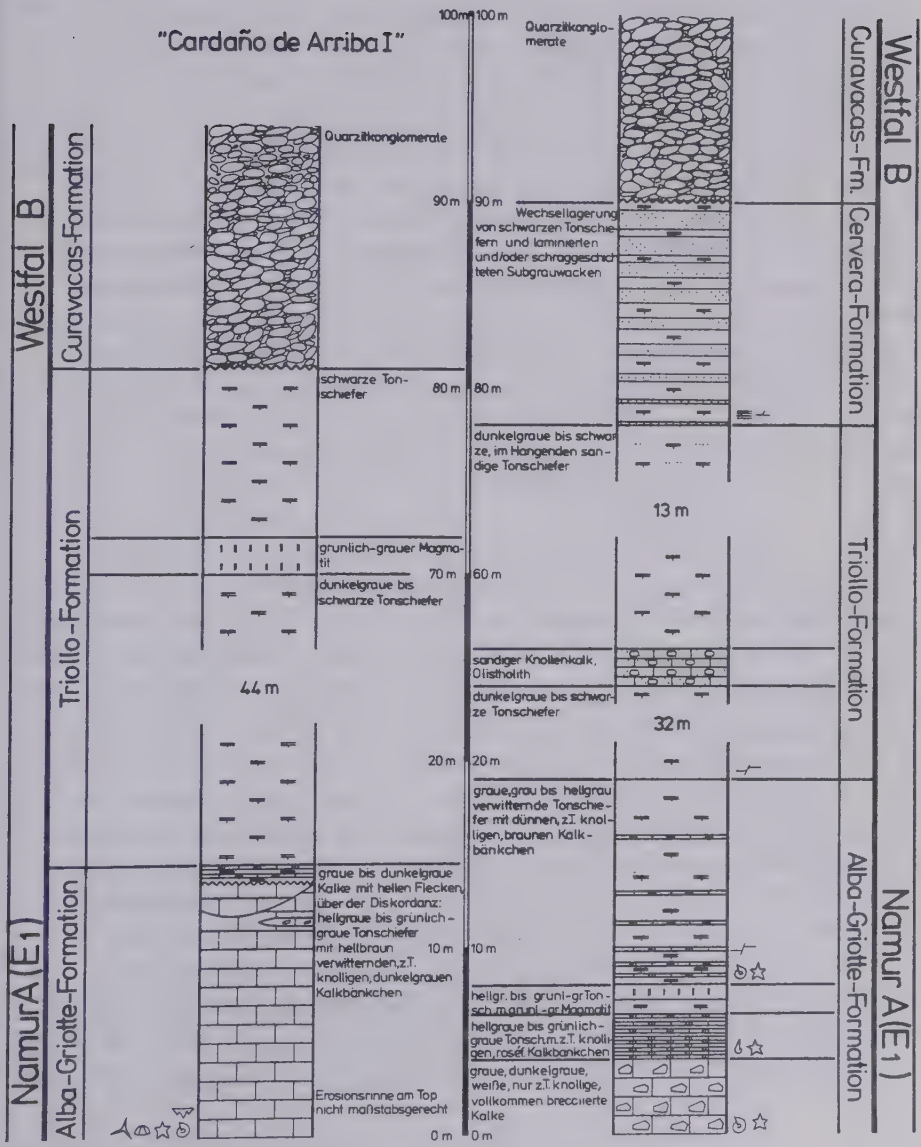
Bohrgänge

Pflanzenreste

Abb.5b

CARDAÑO DE ARRIBA

(Legende s. S. 32)
(s. Abb. 21c, S. 119)



tende Hebung der Espigüete-Barriere zur Nordflanke des sich bildenden Rückens wird.

Über der Alba-Griotte-Formation setzt die "T r i o l l o - Formation" ein. Sie repräsentiert die Beckenfazies des Palentiner Beckens. Für die Triollo-Formation ist eine ständige Sedimentation grünlich-schwarzer Tone typisch. Diese Tone lagern sich an der Basis der Formation noch ungestört von den episodischen Breccienschüttungen ab, wie sie später für den Südrand des Beckens zur Regel werden (s.S.56). Auf den Südrand des Beckens bleibt auch die Resoba-Folge beschränkt, schwarze, mikritische Kalke, die in die episodischen Breccienschüttungen eingeschaltet sind(s.S.64). Nur gegen das Beckenzentrum bleibt die ununterbrochene Tonsedimentation auch für den größten Teil des Namur bestehen. In diesem ruhigen Milieu werden z.B. bis zu 20cm lange Crinoidenstiele vollständig in den Schlamm eingebettet. Die Feinschichtung der Tone wird lediglich durch zahlreiche synsedimentäre Störungen im cm-Bereich versetzt (s.Abb.5b,S.33;Taf.V,1). Der Fossilinhalt der Tone der Triolloformation ist spärlich. Ausser einigen Crinoidenresten (s.o.) sind sie praktisch fossilleer. Auch die schwarzen Kalke der Resoba-Folge enthalten nur einige Foraminiferen und zeigen hin und wider Grabgänge am oberen Rand der Schichten. Dagegen sind die Breccien reich an umgelagertem Flachwassermaterial (s.Abb.8,9). Conodonten und Foraminiferen geben der Triollo-Formation ein Alter von Namur A - unteres Westfal A.

Die Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation gehen normalerweise sukzessiv in die Tone der Triollo-Formation über, wobei eine Art Übergangsbereich aus immer dünneren Kalkbänken und immer mächtiger werdenden Tonlagen entsteht. Definitionsgemäß beginnt die Triollo-Formation nach der letzten Knollenkalkbank. Im unteren Westfal A wird die Triollo-Formation von der siliziklastischen Cervera-Formation überlagert. In einigen Fällen kann die Cervera-Formation jedoch erodiert sein. Dann greifen die Konglomerate der Curavacas-Formation mit einer kräftigen Diskordanz direkt auf die Triollo-Formation über (s.Abb.5b,S.33). KANIS (1955), FRETS (1965), VAN VEEN (1966) u.a. rechnen die Schichten der Triollo-Formation bereits zur Cervera-Formation.

Das endgültige Zerbrechen der Alba-Griotte-Formation beginnt während der E_2-Stufe. Die Knollenkalke scheren mit ihrer nur sehr geringen Bedeckung von ihrem Untergrund ab und gleiten als einzelne Schollen in Richtung Becken nach Norden (s.Abb.26b, S.142, unteres Bild). Den Beginn des Zerbrechens dokumentieren lateral in Breccien übergehende Knollenkalke. Beim Auseinanderreißen der Platte rutschen die bereits auf den Kalken sedimentierten Tone in Form von Kaskadenfalten in die Zwischenräume (s.Taf.II,6).

Diese Gleitungen sind relativ schnell vonstatten gegangen. Die Übergangssedimentation der oberen Alba-Griotte-Formation, also die Wechsellagerung aus Knollenkalkbänkchen und grünlich-schwarzen Tonen, stand gerade erst am Anfang. So ist zu erklären, daß am Nordhang der Espigüete-Barriere über den oft fehlenden Knollenkalken der unteren Alba-Griotte-Formation die Übergangsschichten ungestört und weit verbreitet sind.

5.1.2.3 Das Montó-Gebiet

Das Oberkarbon des Montó-Gebietes ist in einer vielfach spezialgefalteten und stark gestörten Muldenstruktur erhalten, die durch einen Bacheinschnitt in der Mitte in einen "westlichen" und einen "östlichen" Komplex geteilt wird (s.Abb.2,S.7;Abb.17c,S.91).

REUTHER (1977) beschrieb als erster genauer die tektonischen Ereignisse im Montó-Gebiet, die er an die Wende E_1/E_2 stellte, und die mit ihnen in unmittelbarem Zusammenhang stehende dortige sedimentäre Abfolge im Hangenden der Alba-Griotte-Formation. SCHERBAUM (1977) kartierte im Rahmen seiner Diplomarbeit einen für das Montó-Gebiet typischen Rutschungshorizont in den Knollenkalken der Alba-Griotte-Formation.

Das heute aufgeschlossene Montó-Gebiet bildete im Namur den nach Norden geneigten Hang eines im Süden liegenden Rückens, der, ebenso wie die Espigüete-Barriere im E_1 entstand und auf dem es lokal zu Ablagerungen flacheren Wassers kam (s.u.;s.S.86).

5.1.2.3.1 Tektonik und Sedimentation

Die Tonschiefer der unteren Triollo-Formation, in welche die E_1-Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation übergehen, und die wahrscheinlich während der E_2-Stufe abgelagert wurden, sind schwarz oder intensiv rot gefärbt. Sie schwanken sehr stark in der Mächtigkeit (s.Abb.13b,S.79;Abb.14b, S.82;Abb.15b,S.85;Abb.16,S.87). In den Tonschiefern kommen sandige Lagen und wenige Zentimeter dicke Bänkchen detritischer Kalke vor. Die in den Kalken enthaltenen Conodonten zeigen oberes Visé bis unteres Namur A an (s.S.96), was auf Abtragungsschutt aus knollenkalken der Alba-Griotte-Formation hinweist.

Noch während der Sedimentation der E_1-Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation kommt es im Montó-Gebiet zu ersten Verkippungen nach Norden. Die ersten Anzeichen tektonischer Aktivität in diesem Gebiet setzen also zur gleichen Zeit ein, wie im südlichen Palentiner Becken (s.S.31).

Aufgrund der zunehmenden Versteilung und begünstigt durch den relativ hohen Anteil an zwischengeschalteten, wasserhaltigen Tonen, geraten die Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation ins Rutschen. Vor allem die unteren, stark knolligen und die darüberliegenden vier, durchschnittlich 80 cm mächtigen, nichtknolligen Kalkbänke werden durch das Abgleiten intensiv verfaltet. Die hangende Wechsellagerung aus Knollenkalken und roten Tonen wird von Rutschungen nicht so stark betroffen und legt sich daher häufig ungefaltet über die stark deformierten liegenden Schichten (s.Abb.16,S.87,unteres Bild).

Vor allem bei den engen Falten in den Knollenkalken kann es lokal zum Zerbrechen einzelner Bänke kommen, oder zur massiven Breccienbildung, die mitunter die Gefüge ganzer Faltenkerne total zerstört. Diese Art der Breccienbildung ist wohl vor allem auf das Überschreiten der Scherfestig-

keit des Gesteins an Scherflächen innerhalb des Faltenkerns zurückzuführen. REUTHER (1977), der das Aufsplittern einzelner Bänke der Alba-Griotte-Formation im Montó-Gebiet beobachtete, vermutet hier eine mögliche Entstehungsart der Brezo-Breccie. Hält der Gleitvorgang des Sedimentpakets auch weiterhin an, dann wird die Faltung der Schichten derart intensiviert, daß die Scher- und Bruchfestigkeit der Gesteine überschritten werden: der Gesteinsverband löst sich vollständig auf und gleitet als Debris-Flow hangabwärts. So entstehen die groben, unsortierten Breccienhorizonte, wie sie für die Abfolge im Hangenden der Alba-Griotte-Formation typisch sind (s.S.80).

Der früheste nachweisbare Debris-Flow größeren Ausmaßes wurde im Namur E_2 geschüttet. Er füllt eine bis zu 10 m tiefe Rinne, die sich in die untere Triollo-Formation und die Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation einschneidet und bis auf die obersten Schichten der Vegamián-Formation übergreifen kann. Diese grobe Breccie wird diskordant von schwarzen Barcaliente-ähnlichen Kalken überlagert (s.S.77; Abb.16,S.87,mittleres Bild).

Die Rutschungsvorgänge in den Griotte-Kalken finden wohl erst ihr Ende, als die ersten Tone der Triollo-Formation schon abgelagert worden sind. Daher kommt es auch hier noch zu leichten Deformationen. Die hangende Partie der Tone zeigt keinerlei Beeinflussung mehr durch die Gleitphänomene im Liegenden. Dort, wo die Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation durch Hangabwärtsgleiten nicht mehr vorhanden sind, legen sich die Tone der unteren Triollo-Formation direkt auf die Kieselschiefer der Vegamián-Formation.

REUTHER (1977) errechnete an einem Rutschungshorizont aus Kalken der Alba-Griotte-Formation am Südwestrand des "östlichen Komplexes" eine Hangneigung von 18^0 vor der Ablagerung der schwarzen Kalke der Resoba-Folge (s.S.64,77).

5.2 Die weitere Entwicklung des südöstlichen Kantabrischen Gebirge im Namur

Die weitere Entwicklung des südöstlichen Kantabrischen Gebirges steht im Zeichen der sich auf den Schwellen entwickelnden Flachwasserkalke mit ihren Schuttfächern einerseits und der Beckensedimentation im Riaño-Cervera-Trog bzw. im Palentiner Becken andererseits.

5.2.1 Die Brezo-Zone

Eine kurze Wiedergabe der REUTHERschen Befunde wird ergänzt durch eigene Beobachtungen über die Flachwasserkalke, ihr Bildungsmilieu und ihre geologische Nachbarschaft am Beispiel der Espigüete-Barriere.

5.2.1.1 Tektonik und Sedimentation der Brezo-Schwelle

Bei der über der Brezo-Breccie einsetzenden Sedimentation handelt es sich um helle, biogene Flachwasserkalke, die grau bis dunkelgrau verwittern. Sie sind massig oder gebankt und sehr oft brecciös, was auf ständige Aufarbeitung schließen läßt, wie sie bei Flachwasserkalken auf Schwellen zu erwartern ist. Die Kalke sind im allgemeinen sehr fossilreich. Neben Crinoiden, Brachiopoden, Algen, Foraminiferen und Schwämme treten vor allem rugose Korallen auf.

Zwar scheinen die Flachwasserkalke auf der eigentlichen Schwelle überall gleichmäßig über der Brezo-Breccie eingesetzt zu haben, einige Gebiete werden aber erst später in den flacheren Bereich mit einbezogen. So beschreibt REUTHER (1977) mehrere Profile, bei denen sich zwischen Brezo-Breccie und Flachwasserkalken noch schwarze Kalke

der Barcaliente-Beckenfazies einschalten.

Im Osten der Sierra del Brezo bestehen die Kalke ausschließlich aus Breccien, was dafür spricht, daß hier ein, wenn auch proximaler, Randbereich der Schwelle erhalten geblieben ist.

Korallen, die von Herrn Dipl.Geol. BOLL gefunden worden sind, werden von ihm in Kürze veröffentlicht.

Die Flachwasserkalke sind im westlichen Teil der Sierra del Brezo in der Nachbarschaft des Valsurvio-Domes metamorph. Südlich des Ortes Besande werden die zu weißem Marmor umgewandelten Flachwasserkalke der Brezo-Schwelle bis zu 300 m mächtig (KANIS, 1956). Während im Osten der Schwelle bei Ruesga die z.T. turbiditischen Schichten der Cervera-Formation des Westfal A auf den Flachwasserkalken liegen, greifen im Westen zwischen Guardo und Besande stefanische Sedimente des Valderrueda-Beckens diskordant auf die Flachwasserkalke über.

5.2.1.2 Tektonik und Sedimentation des Riaño-Cervera-Troges

Während auf den Schwellen die Flachwasserkalke gebildet und teilweise wieder abgetragen werden, erreichen den Riaño-Cervera-Trog ähnliche Sedimente, wie sie im westlichen Kantabrischen Gebirge weit verbreitet sind und als Barcaliente-Formation beschrieben werden (REUTHER, 1977). Es handelt sich um gutgebankte, schwarze, z.T. mikritische Kalke, die teilweise laminiert und/oder gradiert sein können und im allgemeinen einen geringen Gehalt an Bitumen aufweisen (Taf.VIII,3).

Bis zu 1 mm groß sind die Komponenten von feinbrecciösen Horizonten in den Barcaliente-Schichten, die 10 bis 20 cm mächtig sind und lateral auskeilen. Die Kontakte zu den

feinen Kalkareniten sind nach oben und nach unten erosiv-diskordant. Diese Feinbreccien sind nicht selten gradiert, erscheinen sonst aber eher unsortiert und ungeregelt. Die nur mäßig gerundeten Komponenten bestehen neben dem sehr reichlichen Crinoidenschutt aus Extraklasten (Taf.VIII,3-5).

Im Gegensatz zum westlichen Kantabrischen Gebirge sprechen die geologische Situation und auch die Sedimentation im Hangenden der Barcaliente-Kalke für ein Beibehalten der Beckensituation im Riaño-Cervera-Trog.

Die Barcaliente-Formation wird im Riaño-Cervera-Trog etwa 20 m mächtig.

Die Herkunft der Barcaliente-Kalke im Riaño-Cervera-Trog ist anhand von Sedimentstrukturen oder anderen sedimentologischen Merkmalen nicht zu ermitteln. Sie dürften jedoch im wesentlichen aus der im Westen gelegenen Barcaliente-Zone geliefert und ähnlich wie dort unter anoxischen Bedingungen abgelagert worden sein. Lediglich die feinbrecciösen Horizonte können als Schüttungen von den benachbarten Schwellenregionen betrachtet werden.

Das kalkarenitische Material der Barcaliente-Kalke im Riaño-Cervera-Trog kann dagegen nicht von den Schwellen abgeleitet werden, weil seine Lieferung zu einem Zeitpunkt aufhört, als auf der Schwelle noch Flachwasserkalke produziert werden. Zwar läßt sich das Ende der Barcaliente-Sedimentation im Riaño-Cervera-Trog paläontologisch nicht datieren, jedoch hält die Schüttung von feinbrecciösem Material, vor allem Crinoidenschutt, an, das über der Barcaliente-Formation in braune Tone und Mergel geschüttet wird. Diese 15 m mächtige "Kalk-Mergel-Serie" endet nachweisbar mit dem Westfal A zur gleichen Zeit, als auch auf den Schwellen die Kalkproduktion zum Erliegen kam (REUTHER, 1977; s. Abb.6b,S.44;Abb.26b,S.142).

Tektonische Ereignisse im Riaño-Cervera-Trog selbst dürften

während der Sedimentation der Barcaliente-Formation und der "Kalk-Mergel-Serie" nur von geringen Ausmaßen gewesen sein. Einzige Zeugen von Bewegungen im Becken sind die zahlreichen synsedimentären Störungen im Millimeter-Bereich in den Barcaliente-Kalken, Seismite nach SEILACHER (1969) (REUTHER, 1977).

Dagegen führen tektonische Bewegungen in den Gebieten der Barcaliente-Zone im Westen des Arbeitsgebietes an der Wende Namur A/B zu Faziesdifferenzierungen - REUTHERs "2. tektonischer Impuls". Zunächst wird die nur schwach gegliederte Barcaliente-Zone durch kräftige Vertikalbewegungen in Becken und Schwellen unterteilt. Die bis zu 20 m mächtige "Porma-Breccie", deren Komponenten aus Barcaliente-Kalken bestehen, ist durch diese tektonischen Bewegungen entstanden. Ausserdem beeinflußt der "2.tektonische Impuls" das Liefergebiet der Barcaliente-Kalke nachhaltig, sodaß die Produktion von feinem Kalkschlamm im Namur R_1 eingestellt wird. Gleichzeitig werden aus anderen Gebieten silikatische Klastika herantransportiert, die in den verbliebenen Becken der Barcaliente-Zone sedimentiert werden.

Dieser "2. tektonische Impuls" tritt im bearbeiteten Gebiet im allgemeinen nicht fazieswirksam auf. Nur der Riaño-Cervera-Trog wird durch diese tektonischen Umwälzungen im Westen insofern betroffen, als auch hier die Lieferung von Barcaliente-Kalkmaterial aufhört.

5.2.2 Das Palentiner Becken

5.2.2.1 Die Espigüete-Barriere

5.2.2.1.1 Tektonik und Sedimentation

Unmittelbar über der Alba-Griotte-Formation mit ihren lokal verbreitetn bunten Breccienlagen, beginnen die dickbankigen bis massigen Kalke der "S a n t i b a ñ e z-Formation". Sie vertritt die Schwellenfazies auf der Espigüete-Barriere, dem Südrand des Palentiner Beckens, während des Namur.

Die Kalke der Santibañez-Formation sind in ihren liegenden Partien meist stark rekristallisiert und erscheinen dann hellgrau mit schwarzen Flecken. Für die Flecke sind kleine, mikritische Partien im groben Sparit verantwortlich. Wahrscheinlich aufgrund der starken Rekristallisation sind die Kalke im Liegenden überwiegend fossilarm. Sie enthalten wenige Korallen und Brachiopoden.

Die hellen Kalke gehen nach oben hin in graue, dichte, massige Flachwasserkalke über (s.Abb.6b,S.44;Abb.7b,S.49). Oft (s.S.44) beginnt die Abfolge im Hangenden der hellen Kalke mit einer ca. 1m mächtigen Wechsellagerung aus 2-20cm dicken Bänken grauen Kalkes mit Tonen und plattigen Kalken. Die Kalke bestehen aus den für flaches, energiereiches Wasser typischen gut ausgewaschenen Bio-Intra-Spariten, die sich, z.T. mehrmals innerhalb einer Bank, mit biomikritischen Kalklagen abwechseln. Foraminiferen, Algen, Trochiten und Brachiopodenschalen sind in den Kalken häufig. Dieser Befund deutet auf ein wechselhaftes Ablagerungsmilieu an der Basis der Flachwasserkalke. Das beständig sich ablagernde Sediment, ein Bio-Intra-Mikrit, gerät unter eine gelegentlich einsetzende, länger anhaltende, starke Wasserbewegung, durch die der Mikrit an der Oberfläche des Sediments teilweise herausgewaschen wird. Während der übrigen Zeit ist das Milieu relativ energiearm, sodaß auch der mikritische Anteil dem Sediment erhalten bleibt (s.Taf.IV,3).

Auch die Flachwasserkalke sind oft stark rekristallisiert, was auch hier wohl vor allem auf die spätere kräftige tektonische

Abb. 6a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.6b

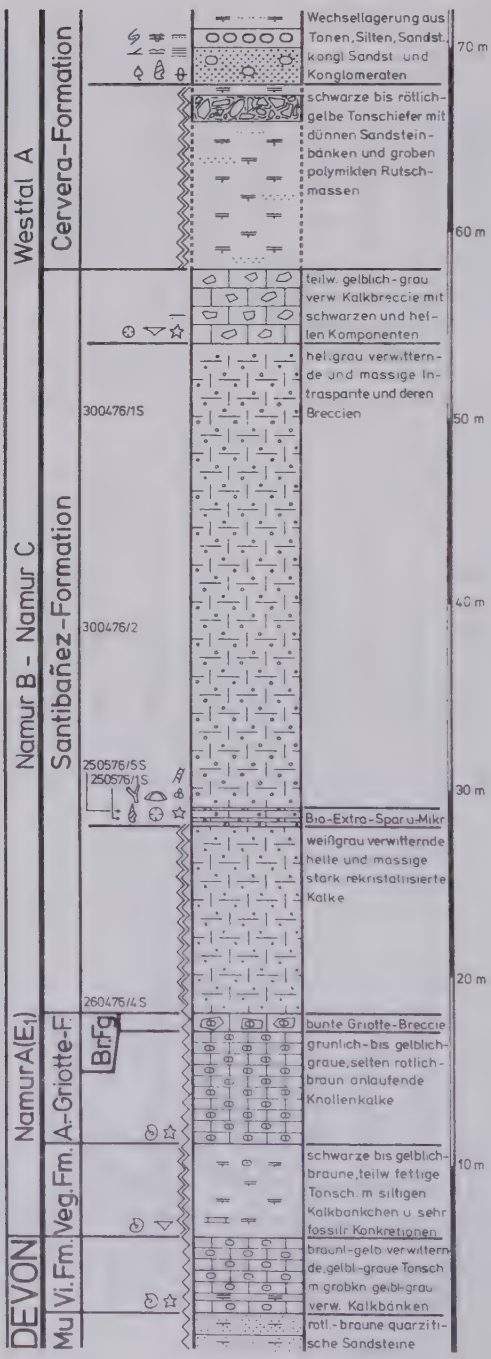
- Kalk
- feine Kalkbreccie
- grobe Kalkbreccie
- Flachwasserkalk
- rekristallisierter Kalk
- Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)
- Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)
- massiger Kalk
- Ton
- Mergel
- Sandstein
- quarzitischer Sandstein

- Lamination
- Gradierung
- Schrägschichtung
- Rippelmarken
- Slump
- Sohlmarken
- gestörte Abfolge
- stark gestörte Abfolge
- Staffelbrüche
- Diskordanz
- Crinoiden
- Algen

- Gastropoden
- Korallen
- Brachiopoden
- Goniatiten
- Foraminiferen
- Ostrakoden
- Conodonten
- Bryozen
- Seeigel
- Schwammnadeln
- Trilobiten
- Bohrgange
- Pflanzenreste

Abb. 6b

PROFIL SANTIBAÑEZ I



Legende s. S. 43
s auch S. 52-53
u. Abb. 23c, S. 127

Beanspruchung zurückzuführen ist (s.S.140).

Die Flachwasserkalke der Santibañez-Formation sind keine Korallenriffe. Sie stellen heute einen Wechsel aus biogenen Kalken mit Algen, Korallen, Bryozoen, Foraminiferen, Schwämmen, Brachiopoden, Trilobiten, Gastropoden und Echinodermen und deren mehr oder weniger groben Aufarbeitungsprodukten dar (s.Taf.III,2-6). Aufgrund des Liegenden (Alba-Griotte-Formation), des Hangenden (Cervera-Formation, s.u.) und der Datierung vor allem anhand von Foraminiferen (s.S.52ff), läßt sich der Santibañez-Formation ein Alter von Namur E_2 bis unteres Westfal A zuordnen. Im unteren Westfal A wird die Santibañez-Formation von der siliziklastischen Cervera-Formation diskordant überlagert (s.S.47). Die namurischen Schwellenkalke der Brezo-Zone entsprechen faziell und zeitlich denen des südlichen Palentiner Beckens. Es wird daher vorgeschlagen, auch für sie den Formationsnamen "Santibañez-Formation" zu verwenden. Typlokalität sind die Flachwasserkalke nördlich des Ortes Santibañez de Resoba, 14km westlich von Cervera de Pisuerga (s.Abb.6b,S.44;Abb.23c,S.127). Holländische Bearbeiter faßten die Barcaliente-Formation des Riaño-Cervera-Troges meist mit der Santibañez-Formation zu einer Escapa-Formation (BROUWER & VAN GINKEL, 1964) bzw. zur Caliza-de-Montaña-Formation (FRETS, 1965; VAN VEEN, 1966) zusammen.

Große Bereiche der Flachwasserkalke auf der Espigüete-Barriere werden im Hangenden von ihren eigenen Schuttmassen zugedeckt, so z.B. nördlich von Santibañez de Resoba und südlich der Peña de Santa-Lucia (s.S.44,48), während, oft in unmittelbarer Nachbarschaft, dieser grobe Schutt fehlt und dafür z.T. konzentrische, z.T. mäandrierende Formen lagenweise angeordneten Kalkspats die oberen Meter des Flachwasserkalkes durchziehen (s. Taf.IV,1-2).

Zur Entstehung dieser Strukturen sollen zwei Bildungsmöglichkeiten diskutiert werden:

In der alpinen Trias sind ähnliche Strukturen schon seit langem als"Großoolithe"bekannt. Sie wurden zum einen als Primärhohlräume eines Riffs (LEUCHS, 1928; VIDAL, 1953; SANTHEIN, 1965), zum anderen als Lösungshohlräume gedeutet (VIDAL, 1953). In diesen Hohlräumen scheiden zirkulie-

rende, kalkreiche Wässer lagenweise Calcit von außen nach innen ab, bis die Calcitlagen aufeinanderstoßen, oder der Resthohlraum durch grob und ungeregelt auskristallisierenden Calcit ausgefüllt wird. Das Wachstum der Calcitlagen kann auch durch plötzliche Anlieferung von Sedimentmaterial unterbrochen werden, sodaß die noch verbleibenden Hohlräume dann mit Sediment ausgefüllt sind.

Alle drei Möglichkeiten findet man in den oberkarbonischen Flachwasserkalken verwirklicht.

Die Frage nach dem primären Vorhandensein der Hohlräume oder deren Entstehung durch Lösung, beinhaltet gleichzeitig die Frage nach dem Entstehungsniveau: submarin oder subaerisch? Primäre Hohlräume können sich durchaus submarin bilden und dort auch wieder ausgefüllt werden, während Lösungshohlräume für ihre Bildung fließende, kalkarme und CO_2-reiche Wässer, d.h. ein gewisses Gefälle zum Meeresspiegel und somit eine Heraushebung des Gesteins in subaerische Verhältnisse benötigen (VIDAL, 1953). Da es sich bei den oberkarbonischen Flachwasserkalken um Intra-Sparite und Intra-Mikrite, d.h. um Sedimente handelt, die nicht zu primärer Hohlraumbildung neigen, weil es ihnen z.B. an stützenden, sich selbst tragenden Kalkkonstruktionen organischer Riffbildner fehlt, ist eine primäre Entstehung der fraglichen Hohlräume sehr unwahrscheinlich.

LEES (1961) und PHILCOX (1963,1971) beschreiben mit den in den Flachwasserkalken der Santibañez-Formation gefundennen gebänderten Calciten fast identisch strukturierte Hohlräume in Flachwasserkalken der "Waulsortian Facies" des Unterkarbons von Irland. Ebenfalls von der Unfähigkeit der Kalkschlämme zu primärer Hohlraumbildung ausgehend, nehmen LEES und PHILCOX fächerförmige Zoarien von Bryozoen und Schalenreste als Ursache der Hohlräume an. Die Faunenreste werden in den Kalkschlamm eingebettet und bilden sog. "bryozoa cavities" (PHILCOX) oder "tuffas" (LEES), die dann mit

gebändertem Calcit gefüllt werden.

Da auf der Espigüete-Barriere keinerlei Anzeichen der Beteiligung von Bryozoen oder anderen größeren Schalenresten an den gefundenen Strukturen festgestellt werden konnte, können die Ergebnisse von PHILCOX und LEES, trotz der auffallenden Ähnlichkeit der Formen, als Erklärung nicht herangezogen werden.

Daher ist in diesem Fall die Entstehung der Hohlräume durch Lösung unter subaerischen Verhältnissen wahrscheinlicher. Die sekundäre Ausfüllung durch den sich lagenweise absetzenden Calcit und eingeschwemmtes Sediment, wäre ganz nach dem PHILCOXschen Muster, wieder submarin erfolgt, denn das Sediment enthält Bruchstücke mariner Fossilien, z.B. Trochiten.

Ebenfalls in den Bereichen, in denen die Bedeckung durch den eigenen Schutt fehlt, und wieder in ihren hangendsten Partien, werden die Kalke der Santibañez-Formation zudem noch von mehreren Metern langen und bis zu 10 cm breiten Spalten durchsetzt (s.Taf.IV,5-6). Diese Spalten verzweigen sich oftmals und gehen lateral und vertikal nicht selten in Breccien über. Füllmaterial der Spalten und Matrix der Breccien ist ein grober Sand, der Quarzitgerölle im cm-Bereich enthalten kann. Dieser konglomeratische Sand ist der gleiche, wie er - als "Cervera-Formation" - auf den Flachwasserkalken und deren Schutt liegt und wie er überall im Arbeitsgebiet während des Westfal A auftritt (s.S. 101).

Die Entstehung dieser Spalten ist nicht eindeutig. Es wird hier angenommen, daß Verkarstung und Tektonik zusammenwirken, und daß durch die rasche Sedimentation der klastischen Cervera-Formation in diesen Bereichen ein Vorgang konserviert wurde, wie er die gesamte Zeit der Santibañez-Formation über immer wieder neben der fortwährenden Neubildung vorgekommen sein muß: die Aufarbeitung der Flachwasserkalke.

Abb. 7a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb. 7b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

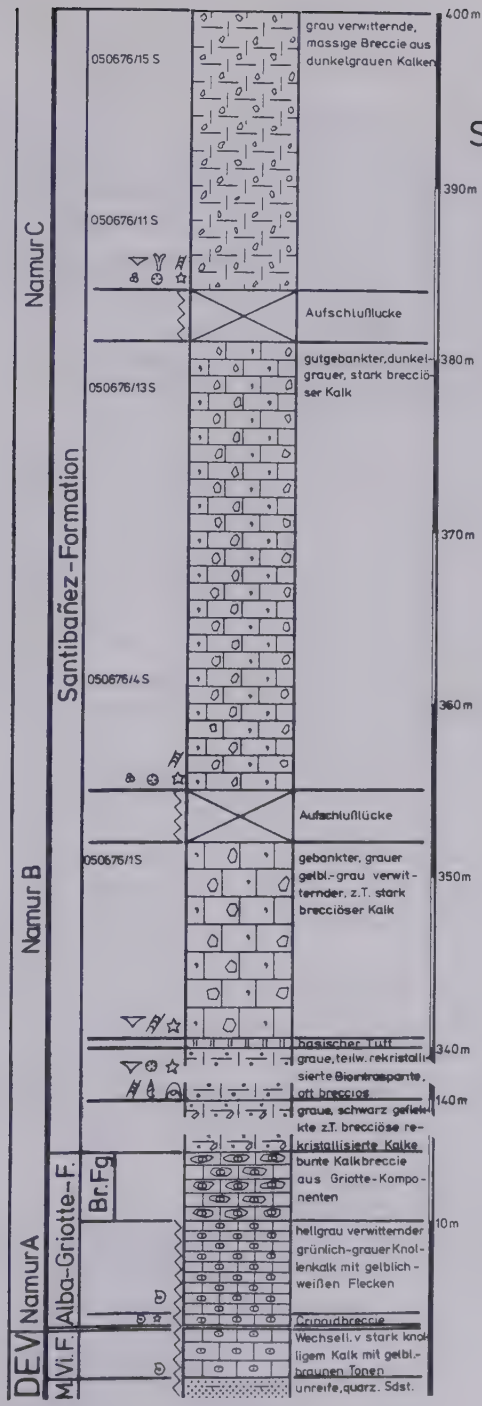
Trilobiten

Bohrgänge

Pflanzenreste

PEÑA DE SANTA LUCIA

Abb.7b
PROFIL
SANTA LUCIA I
(Legende s.S.48)
(s. auch S. 53 - 55)



Dieses Nebeneinander von Sedimentation und Erosion dokumentiert sich in dem Wechsel aus mehr oder weniger autochthonen Kalken und deren Schutt als detritische Kalke oder Breccien. Hier liegt auch der Grund der relativ geringen Mächtigkeit der Flachwasserkalke: vom Namur A bis in das Westfal A bringt es der größte Teil auf durchschnittlich nur etwa 40 m Mächtigkeit (s.Abb.6b,S.44). Nur im Bereich der Peña de Santa Lucia und des Espigüete werden etwa 300 m erreicht (s.Abb.7b,S.49).

In den Randbereichen der Barriere kann die Flachwasserkalk-Fazies auch auf den oberen Hang übergreifen. Ein Beispiel hierfür ist die Peñola, ein isolierter Kalkkomplex etwa 1 km südöstlich von Vegacerneja (s.Abb.19c,S.112,Profil 1;Abb.25,S.135). Hier folgen über ca. 10 m grobdetritischen Kalken rund 20m massige bis dickbankige hellgraue Flachwasserkalke. Bei den grobdetritischen Kalken handelt es sich um Fossilschuttbreccien, deren Komponenten meist einen Mikritsaum tragen. Diese Tatsache und der Fossilinhalt, so z.B. Algen, Bryozoen und Schwammnadeln machen die Herkunft aus dem Schwellenbereich wahrscheinlich.

In den Flachwasserkalken auf der Peña de Santa Lucia ist eine Tufflage eingeschaltet. Es handelt sich mit größter Wahrscheinlichkeit um einen basischen Aschentuff mit Lapilli und Pisolithen (mdl. Mitt. Prof. J.LOESCHKE, Tübingen). Er ist reich an Zeolith, Chlorit und anderen chloritartigen Mineralen, die unter dem Mikroskop nicht mehr zu identifizieren sind, aber alle durch die langsame Aufnahme von Wasser entstehen. Dieser Tuff ist das einzige bisher bekannte Zeugnis eines vulkanischen Ereignisses zu dieser Zeit im südöstlichen Kantabrischen Gebirge (s.Abb. 7b,S.49).

Die Stratigraphie der Flachwasserkalke wurde vor allem mit Hilfe von Fusulinen und Korallen untersucht (s.S.52). Dabei liegen alle Proben aus den Flachwasserkalken im Be-

reich des oberen Namur A bis zum unteren Namur C. Auffallend ist das Fehlen von oberem Namur C und unterem Westfal A. Die Ursache kann bei den tektonischen Vorgängen im unteren Westfal A liegen, die zunächst eine Erosion der an der Wende Namur/Westfal abgelagerten Flachwasserkalke bewirken und dann eine erneute Sedimentation von Kalken verhindern, indem sie für die Bildung von klastischen Silikaten sorgen, die während des Westfal A die Espigüete-Barriere zuschütten (s.S.105,109,139;Abb.6b,S.44;Abb.26b, S.142).

5.2.2.1.2 Foraminiferen

Nach Dr. VAN GINKELs Untersuchungen konnten aus den Proben von Flachwasserkalken der Espigüete-Barriere folgende Foraminiferen bestimmt und zeitlich eingeordnet werden:

a. Profil "Santibañez I" (s.Abb.6b,S.44; Abb.25,S.135)
Das Profil "Santibañez I" ist aus rund 80 kleinen Profilen zusammengesetzt. Die Reihenfolge der aufgeführten Proben geht vom Liegenden zum Hangenden des zusammengesetzten Profils.

Probe 260476/4 : aus den Unteren Partien der hallen Kalke, hier nicht so stark rekristallisiert, östlich Santibañez de Resoba:
Eostaffella/Millerella sp.
Plectogyra sp.
Endothyridae
Archaedisidae

Alter : Wende Namur A/B.

Probe 250576/1 : Aus der Abfolge der dünngebankten Kalke zwischen den hellen Kalken im Liegenden und den grauen, massigen Flachwasserkalken im Hangenden, oberhalb Santibañez:
Lasiodiscus sp.
Millerella sp.
Endothyridae

Alter : nicht jünger als oberes Namur B.

Probe 250576/5 : Aus der gleichen Abfolge, wie Probe 250576/1, oberhalb Santibañez:
Tetrataxis sp.
Tuberitinidae
Ammodiscidae

Alter : nicht jünger als unteres Namur C.

Probe 300476/2 : Aus den grauen, massigen Flachwasserkalken, östlich von Santibañez:
Tetrataxis sp.
Eostaffella/Millerella sp.
Textulariidae
Tuberitinidae
Archaediscidae
Endothyridae
Fusulina sp. ?

Alter : nicht jünger als oberes Namur B.

Probe 300476/1 : Aus der gleichen Abfolge, wie Probe 300476/2, östlich von Santibañez:
Eotuberitina sp.
Pseudostaffella sp.
Eostaffella/Millerella sp.

Alter: nicht älter als Namur C.

B. Profil "Peña de Santa Lucia I" (s.Abb.7b,S.49)
Reihenfolge der Proben vom Liegenden zum Hangenden:

Probe 050676/1 : Kalkschutt im Hangenden der Flachwasserkalke, Peña de Santa Lucia:
Bradyina sp.
Millerella sp.
Ammobaculites sp.
Textulariidae

Alter : nicht jünger als oberes Namur B.

Probe 050676/4 : Aus der gleichen Abfolge wie Probe 050676/1, Peña de Santa Lucia:
Millerella/Eostaffella sp.
Eostaffellina sp.
Globivalvulina sp.
Climacammina sp.
Tuberitinidae

Alter : Namur B bis unteres Namur C.

Probe 050676/11: Aus der gleichen Abfolge, wie Probe 050676/1, Peña de Santa Lucia:
Pseudostaffella sp.
Millerella/Eostaffella sp.
Globivalvulina sp.
Endostaffella sp.
Archaediscidae
Tuberitinidae

Alter: Profusulinella-Zone, untere Subzone A: unteres Namur C.

Probe 050676/13: Aus der gleichen Abfolge, wie Probe 050676/1, Peña de Santa Lucia:
Ammobaculites sp.
Globivalvulina sp.
Endothyra sp.
Tetrataxis sp.
Millerella/Eostaffella sp.
Eostaffellina sp.
Endostaffella sp.
Pseudostaffella sp.
Palaeotextulariidae
Endothyridae
Archaediscidae
Tuberitinidae

Alter: nicht älter als oberes Namur B.

Probe 050676/15: Aus der gleichen Abfolge, wie Probe 050676/1, Peña de Santa Lucia:
Eostaffella/Eostaffellina sp.
Bradyina sp.
Globivalvulina sp.
Archaediscidae sp.
Endothyridae
Palaeotextulariidae

Alter: nicht jünger als Namur B.

Die Foraminiferen der ersten drei Proben aus dem Flachwasserkalk-Schutt am Top der Santibañez-Formation des Profils "Santa-Lucia I" wurden der Matrix der Breccien entnommen. Dagegen stammen die Foraminiferen der beiden letzten Proben aus den Flachwasserkalk-Komponenten des Hangendsten dieser Breccien selbst. Daher die unterschiedlichen Zeitangaben: während die drei ersten Proben zum Hangenden sukzessiv jünger werden, nehmen die Alter der Proben 050676/13 und 050676/15 nach oben hin wieder zu, was auf ein Übergreifen der Erosion auf immer ältere Partien der Flachwasserkalke hinweist.

c. Profil "Peñola" (s.Abb.25,S.135)

Probe 250878/1 : Fossilschuttkalke im Liegenden der Flachwasserkalke, Peñola, südöstlich Vegacerneja:
Bradyina sp.
Globivalvulina sp.
Profusulinella ? sp.
Schubertella sp.
Eostaffella sp.
Eostaffella/Eostaffellina sp.
Climacammina sp.
Tuberitinidae
Endothyridae

Alter: Profusulinella-Zone, untere Subzone A: oberes Namur B bis unteres Namur C, wahrscheinlich unteres Namur C.

d. Profil "Los Espejos I" (s.Abb.18b,S.107;Abb.25,S.135)

Probe 040978/3 : Flachwasserkalke westlich Los Espejos de la Reina:
Climacammina sp.
Eostaffella sp.
Millerella sp.
Globivalvulina sp.
Endothyridae

Alter: Nicht jünger als Namur B.

5.2.2.2 Der Nordhang der Espigüete-Barriere

Die weitere Entwicklung auf dem Nordhang wird durch die Sedimentation von feinen und gröberen Breccien bestimmt, die als Schutt der Schwellenkalke von der Espigüete-Barriere geliefert werden (s.Abb.8b,S.59;Abb.10b,S.68). Dabei lassen sich obere und untere Bereiche des Hanges während des mittleren Namur gut unterscheiden.

5.2.2.2.1 Tektonik und Sedimentation des oberen Hanges

Der obere Hang ist vor allem auf der Peña de Santa Lucia und im Valdetriollo westlich Triollo aufgeschlossen. Hier wird über der Alba-Griotte-Formation, die lokal fehlen kann (s.S.35), die weitere Abfolge mit den grünlich-schwarzen, z.T. gelblich-braun anlaufenden, splittrigen Tonen der unteren Triollo-Formation fortgesetzt. Diese Tone werden im Palentiner Becken während des oberen Namur ständig sedimentiert und sind für den gesamten Bereich des Nordhanges typisch (s.S.31;Taf.V,1).

Meist nach wenigen Metern Tonen wird die Triollo-Formation mit Wechsellagerungen aus Breccien, schwarzen, z.T. mikritischen Kalken, grünlich-weißen Mergeln und grünlich-schwarzen Tonen fortgesetzt (Abb.8b,S.59;Abb.9b,S.63;Abb.10b,S.68;Abb.25,S.135;s.S.64).

Die Breccien sind sehr unterschiedlich in ihrer Ausbildung. Ihre Bankmächtigkeiten reichen von wenigen Zentimetern bis zu einer Dicke von 1.50 m. Auch die Größe der Breccienkomponenten schwankt von feindetritischem Material im Millimeterbereich bis zu Gesteinsschutt von 30 cm Durchmesser oder mehr. Dabei werden grobe Breccien zum Hangenden der Abfolge immer häufiger.

Die Feinbreccien der Triollo-Formation (s.Taf.V,2-6;

Taf.VI,1-2,5) verwittern bräunlich-grau bis dunkelgrau oder hellgrau. Oft sind sie intensiv rot, grün oder auch gelblich gefärbt. Vor allem die rote Färbung tritt bei den etwas mächtigeren Bänken vorwiegend an der Basis auf. Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß es sich um Schüttungen schon gefärbten Materials handelt, wodurch sich erklären ließe, warum manche Breccien lagenweise unterschiedlich gefärbt erscheinen, und die Färbung auch linsenförmig auskeilen kann.

Diese Feinbreccien sind z.T. reich an meist zerbrochenem fossilen Material: es konnten Crinoidenstiel-Glieder, Algen (Dasycladaceen im besonderen), Foraminiferen, Bryozoen, Gastropoden, Brachiopoden, Trilobiten, Seeigelstachel, Schwammnadeln und Korallen gefunden werden.

Die nichtbiogenen Klasten bestehen meist aus Mikriten, Bio-Mikriten, Bio-Spariten und Bio-Pel-Spariten und zeigen, ebenso wie die Bioklasten, nicht selten einen Mikritsaum. Alle Komponenten sind in kalkarenitischer Matrix eingebettet und können, parallel zur Schichtung, eingeregelt sein (s.Taf.V,5-6). Des öfteren tritt auch Gradierung auf (s.Taf.V,6). Lokal kann die Matrix mäßig bis gut ausgewaschen sein (s.Taf.VI,5). Die Komponenten der hieraus resultierenden Extra-Bio-Sparite, Extra-Bio-Pel-Sparite und Extra-Bio-Oo-Sparite sind überwiegend gut gerundet, aber vollkommen unsortiert, sodaß auf eine nicht allzulang andauernde stärkere Wasserbewegung in Form von Strömungen geschlossen werden kann (PLUMLEY & al., 1962; FOLK, 1962; FLÜGEL, 1978).

Die Komponenten der gröberen Breccien bestehen aus dem gleichen Material, wie die der oben beschriebenen Feinbreccien, vor allem aus Bio-Mikriten, Bio-Pel-Spariten, Bio-Spariten und Dismikriten. Die Bioklasten in den Komponenten sind die gleichen wie in den Feinbreccien und haben ebenfalls Mikritsäume. Die Komponenten sind nicht oder nur

Abb.8a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.8b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

Bohrgange

Pflanzenreste

PEÑA DE SANTA LUCIA

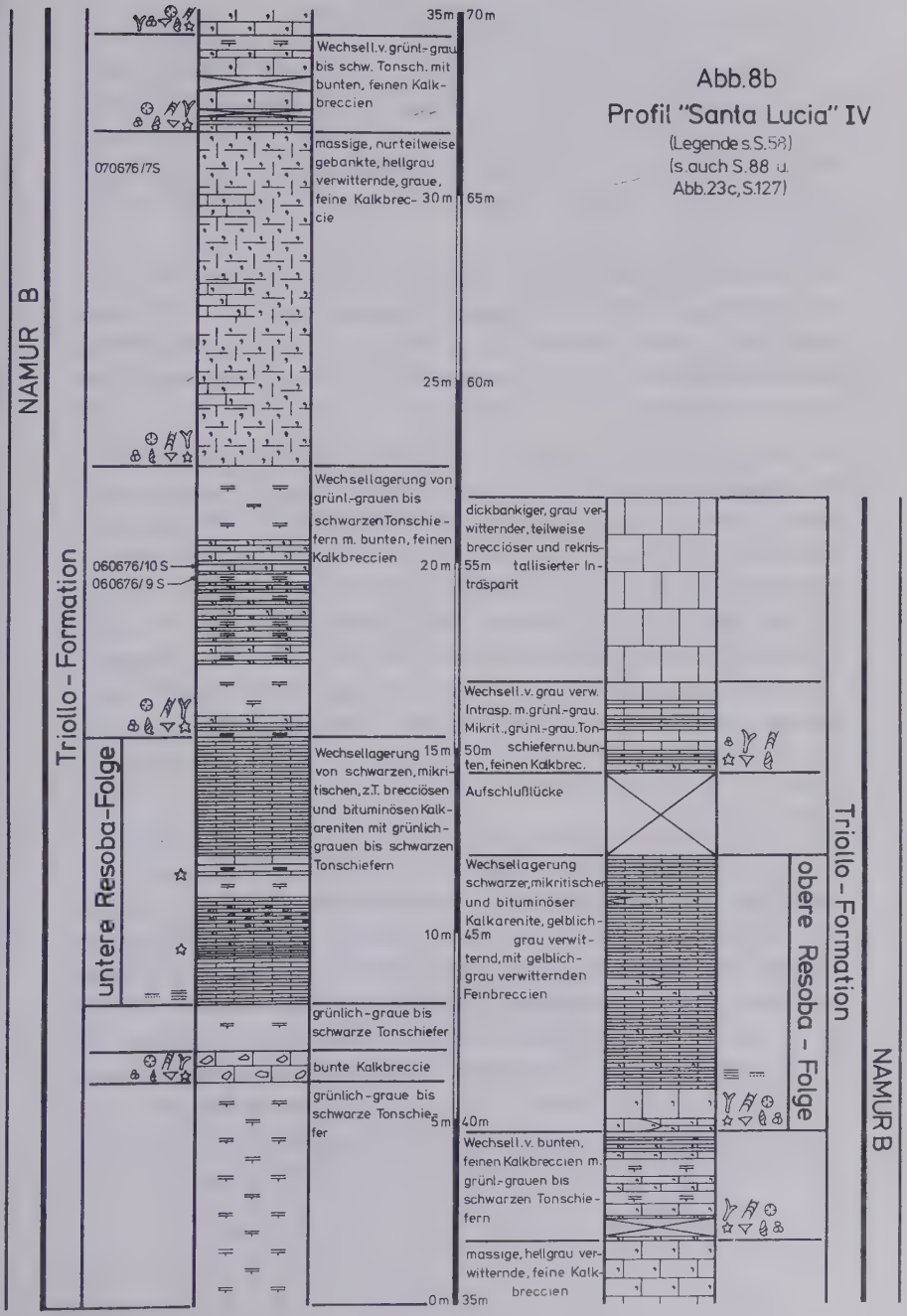


Abb.8b
Profil "Santa Lucia" IV
(Legende s.S.58)
(s.auch S.88 u. Abb.23c, S.127)

schlecht gerundet (s.Taf.VI,6;Taf.VII,1-3).

Vor allem die Feinbreccien sind intensiv bioturbat, wie das bei episodenhaft geschütteten Sedimenten zu erwarten ist. Das durchwühlte Material hatte überwiegend mehr als 60% Wassergehalt, da die Ränder der Bohrgänge zum ungestörten Sediment nicht scharf begrenzt sind (RHOADS, 1970; WALKER, 1974).

Die Breccien werden z.T. mit erheblicher Energie als "Debris-Flows", die feindetritischen wohl auch als "Liquified Flows" transportiert: sie können liegende Schichten lokal erodieren und sich dann mit erosiv-diskordantem Kontakt darüberlegen.

Die Herkunft der feineren und gröberen Kalkbreccien auf dem oberen Hang läßt sich nur aufgrund des oben beschriebenen Fossil- und Gesteinsinhaltes herleiten. Schrägschichtungen oder andere sedimentologische Richtungsanzeiger, wie Einregelungen oder Dachziegellagerungen, lassen sich bei den detritischen Kalken nicht beobachten. Der Fossil- und Gesteinsinhalt ist jedoch eindeutig: Die Flachwasserkalke der Espigüete-Barriere sind als Lieferanten der bunten Breccien sicher, denn die Barriere ist im unteren Namur die einzig verfügbare Quelle für Flachwasserkalk-Schutt in diesem Bereich.

Wahrscheinlich zu Beginn des Namur B, verstärkt jedoch in den hangenden Partien der Triollo-Formation(Namur C) treten gröbere Breccien auf, deren Komponenten u.a. bereits aus wieder aufgearbeiteten bunten Breccien bestehen. Daneben kommen graue, z.T. schlierige Kalke mit Korallen, Brachiopoden und Crinoiden als Komponenten vor. Die Komponenten der groben Breccien werden in den oberen Teilen der Abfolge bis zu 30 cm groß, sind schlecht gerundet und schwimmen in einer grauen, oft gelblich verwitternden Kalkmatrix (s.Taf.VII,4). Diese in den hangenden Partien der Triollo-Formation immer häufiger werdenden polymikten

Breccien beziehen ihr Material nun nicht mehr allein von den Schwellenkalken der Espigüete-Barriere im Süden. Neues Liefergebiet ist eine zu Beginn noch schmale Hebungszone im Bereich des mittleren Hanges, die sich später, im unteren Westfal A, von Santibañez de Resoba im Osten bis westlich Barniedo de la Reina im Westen verfolgen läßt. Sie wird im folgenden als "Carrión-Schwelle" bezeichnet (s.S.64,70,75,101,105ff.;Abb.26b,S.142). Auf dieser Hebungszone werden zunächst die bereits abgelagerten Flachwasserkalk-Breccien abgetragen und nach Norden und auch nach Süden transportiert (s.S.105), wo sich die wieder aufgearbeiteten Breccien mit dem weiterhin von den Schwellenkalken gelieferten Detritus verzahnen und dann die oben beschriebenen polymikten Breccien bilden.

Diese Hebungstektonik im Bereich des mittleren Hanges trennt wohl schon an der Wende Namur A/B den oberen und den unteren Hang, sodaß der obere Hang zusätzlich noch den Charakter einer morphologisch sehr flachen Senke bekommt. Diese Senke verläuft nun seit dem Namur B zwischen der Espigüete-Barriere im Süden und der Carrión-Schwelle im Norden. Begünstigt von der Begrenzung durch diese beiden Erhebungen, welche die normale Wasserzirkulation unterbinden oder zumindest stören, kann es in der Senke dazwischen zeitweise zu anoxischen Verhältnissen kommen (s.S.64;Abb. 26b,S.142).

Mit der immer weiter um sich greifenden Hebung entlang des mittleren Hanges werden auch die Komponenten aus wieder aufgearbeiteten Feinbreccien im Bereich des oberen Hanges immer gröber. Lokal können die Hebungen die Bildung von Flachwasserkalken ermöglichen, so z.B. auf der Peña de Santa Lucia, wo auf etwa 100 m Sedimenten des oberen Hanges 30 m Flachwasserkalke liegen (s.Abb.23c,Profil 2, S.127;Abb.25,S.135).

Über die Dünnschliffmikroskopie lassen sich die oben be-

Abb.9a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.9b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Tón

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

Bohrgänge

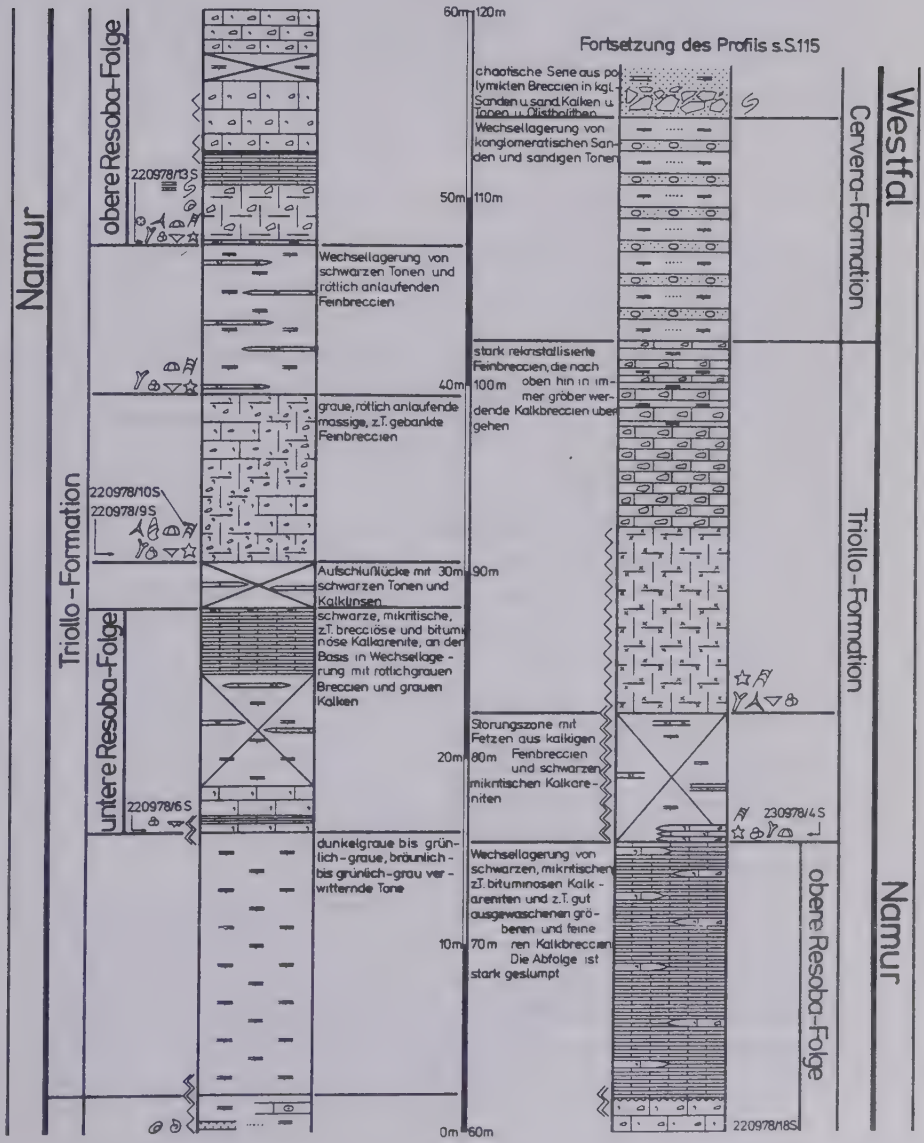
Pflanzenreste

Abb. 9b

VALDETRIOLLO

Profil "Valdetriollo II"

(Legende s.S.62)
(s.auch: S.92 - 93, 95)
(s.Abb.21c, S.119)



schriebenen Sedimente der Standart-Mikro-Fazies 5 bzw. den Fazies-Zonen 3 und 4, d.h. dem Hang der Barriere zuordnen (WILSON, 1975; FLÜGEL, 1978). Der Slope-Charakter des oberen Hanges bleibt also trotz der Bildung der Senke in dessen Bereich bestehen. Das Sedimentationsmilieu für die Breccien ist offen marin und liegt unter der Wellenbasis in einer Tiefe von mindestens 30 m (WILSON, 1975).

5.2.2.2.1.1 Die Resoba-Folge

Bevor sich die junge Hebungszone zu der eigenständigen "Carrión-Schwelle" entwickelt, als die sie im Namur C und Westfal A die gesamte Sedimentation des nördlichen Arbeitsgebietes kontrolliert (s.S.101), begünstigt sie die Sedimentation von Kalken im Bereich der Senke, die einem ganz anderen Ablagerungsmilieu anzugehören scheinen als die Breccien der Triollo-Formation. Es handelt sich um die schwarzen Kalke der "R e s o b a -Folge", die sich zwischen den Breccien einschalten (s.Abb.8b,S.59;Abb.9b,S.63;Abb.10b, S.68;Abb.25,S.135). Bei Triollo und auf der Peña de Santa Lucia, also dort, wo auf der Barriere die größten Subsidenzraten herrschen resp. die mächtigsten Flachwasserkalke abgelagert werden, treten die Kalke der Resoba-Folge in zwei deutlich voneinander getrennten Schichtpaketen von je 5 - 7 m Mächtigkeit auf, die "Untere" und die "Obere Resoba-Folge". Weiter im Westen und im Osten, so z.B. bei der Typlokalität Resoba kommen die schwarzen Kalke nur noch in einer einzigen, 3 - 5 m dicken Abfolge vor (s. Abb.10b,S.68).

Die feinen Kalkarenite der Resoba-Folge ähneln den Kalken der Barcaliente-Formation im Riaño-Cervera-Trog. Auch die Resoba-Folge wird in einem anoxischen Milieu abgelagert. Es sind, wie im Riaño-Cervera-Trog, z.T.allodapische, z.T. laminierte und bituminöse Kalke, die gradiert sein können

(s.Taf.VII,5-6). Die Kalke sind so gut wie fossilleer. Die äußerst seltenen Bohrgänge in den obersten Partien der Bänke der Resoba-Folge zeigen, daß zwischen den Schüttungen, trotz längerer sedimentationsloser oder -armer Zeiten, die anoxischen Verhältnisse den Organismen das Leben im Sediment nur begrenzt erlaubten. Im Gegensatz zu den Barcaliente-Kalken sind in den schwarzen Kalken der Resoba-Folge kleine, gut gerundete Quarzkörner zu finden (s.Taf. VIII,1).

Die Lamination der Kalke kann zwei verschiedene Ursachen haben. Zum einen handelt es sich um etwa 1 - 5 mm mächtige, gradierte Feinschichtungen, die wohl einzelnen Sedimentationszyklen entsprechen. Zum anderen liegen sie als Laminae über dickeren gradierten Partien vor, bilden also ein B- bzw. D -Intervall nach dem Bouma-Zyklus (BOUMA, 1962). Das schräggeschichtete C-Intervall wurde im übrigen nicht gefunden.

Wie die Mikrofazies der Breccien der Triollo-Formation (s.S.61), sind auch die häufigen Rutschfalten in den gutgebankten Kalken der Resoba-Folge ein weiterer Beweis dafür, daß der obere Hang, trotz seiner Ausbildung zur Senke, seinen Charakter als "Slope" nicht verloren hat (s. Taf.VIII,2).

Die zeitlichen Abstände zwischen den Schüttungen der schwarzen Kalke sind in der Unteren Resoba-Folge größer als in der Oberen. Die einzelnen Kalkbänke der Unteren Folge werden durch mehrere Zentimeter dicke Lagen von Tonen und bis zu 2 m mächtigen Abfolgen aus Feinbreccien getrennt. Das Material für die Obere Folge wurde regelmässiger geliefert, sodaß die tonige Hintergrundsedimentation kaum zur Ablagerung kam und die Sedimentation der schwarzen Kalke daher nur durch die relativ schnell geschütteten Feinbreccien unterbrochen werden konnte. Diese Feinbreccien sind bis zu 80 cm mächtig und keilen schon nach wenigen Metern lateral aus (s.Abb.8b,S.59;Abb.9b,S.63).

Wie bei den vergleichbaren Barcaliente-Kalken im Riaño-Cervera-Trog läßt sich die Herkunft der Kalke der Resoba-Folge weder anhand von Sedimentstrukturen noch von anderen sedimentologischen Merkmalen ermitteln (s.S.40). Auch bei der Resoba-Folge wird eine Herkunft weder von der Espigüete-Barriere noch von der jungen Hebungszone angenommen. Folgende Gründe sprechen dafür: zum einen handelt es sich in Art und Ausbildung um ein distales Sediment, das in unmittelbarer Nähe der Barriere abgelagert wurde. Sodann sind die schwarzen Kalke bis auf einzelne Foraminiferen praktisch fossilleer. Auch eingeschwemmtes Fossilmaterial fehlt in den Kalken vollkommen. Zum dritten endet auch hier, wie im Riaño-Cervera-Trog, die Sedimentation der schwarzen Kalke schon im Namur B, lange bevor die Kalkproduktion auf der Espigüete-Barriere und später auch auch auf der Carrión-Schwelle im Norden beendet wird.

Aus diesen Gründen wird angenommen, daß die Sedimentation der Resoba-Folge auf dem oberen Hang der Espigüete-Barriere als randliches Übergreifen der Barcaliente-Sedimentation des Riaño-Cervera-Troges anzusehen ist. Daher müssen an der Wende Namur A/B eine oder mehrere Verbindungen zwischen dem Riaño-Cervera-Trog im Süden und dem oberen Hang zeitweise aktiv gewesen sein. Das Ende der Resoba-Folge auf der Nordflanke der Espigüete-Barriere wäre dann, ebenso wie das Ende der Barcaliente-Sedimentation im Riaño-Cervera-Trog, auf das Ausbleiben von kalkarenitischem Nachschub aus dem Westen auf Grund der dortigen tektonischen Veränderungen zurückzuführen (s.S.41).

5.2.2.2.2 Die randlichen Hangausläufer im Osten und Westen

Dort, wo im Nordwesten und Südosten die Espigüete-Barriere endet und somit auch die Flachwasserkalke aufhören, ist auch der auf dem Hang abgelagerte Schutt nicht so mächtig

Abb.10a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.10b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

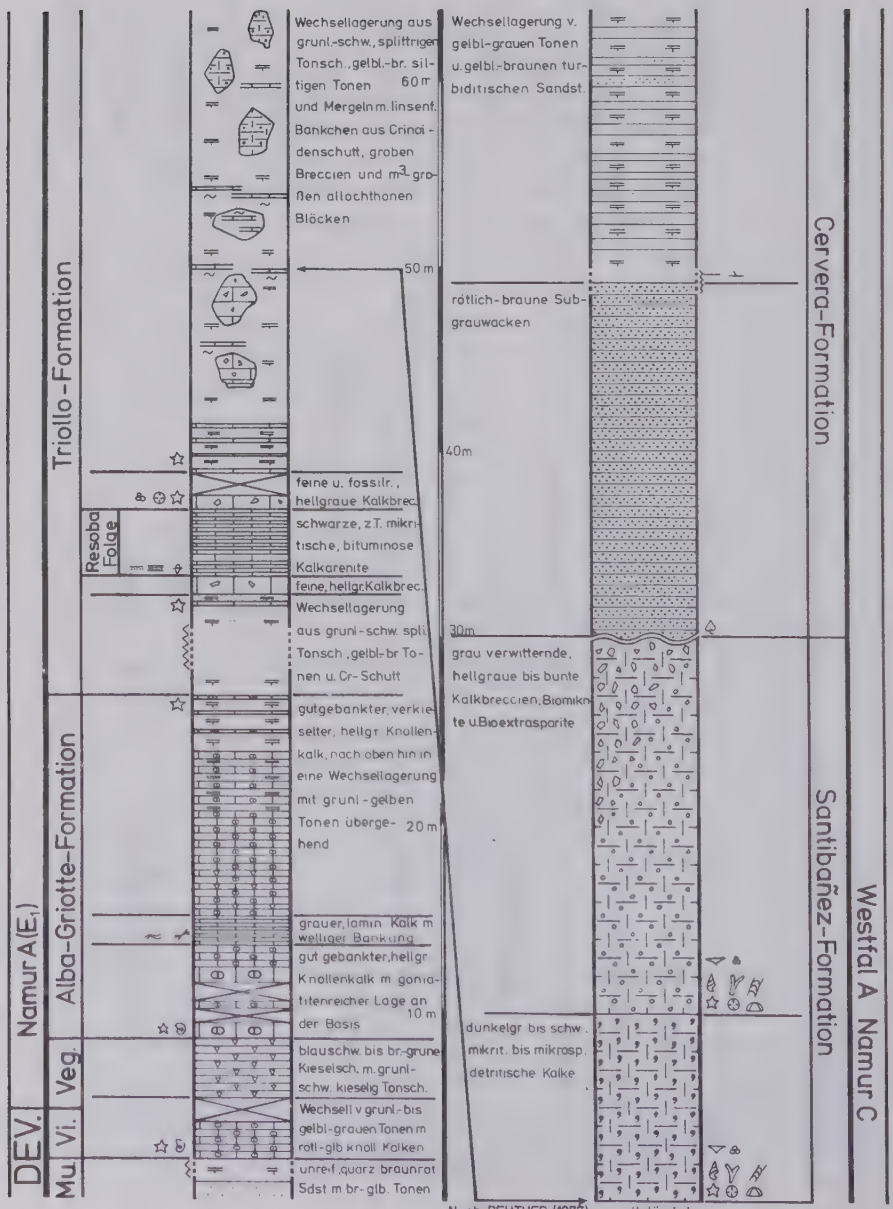
Bohrgange

Pflanzenreste

Abb.10b

PROFIL RESOBA

(Legende s.S. 67)
(s. Abb. 23c, S.127)



Nach REUTHER (1977) vervollständigt

wie im Zentrum der Schwelle. Ein Beispiel für den Grenzbereich Schwelle-Hang wurde auf S.50 an der Peñola im Nordwesten beschrieben. Ein etwas tiefer gelegener randlicher Hangbereich ist im Südosten, 200 m nördlich des kleinen Ortes Resoba aufgeschlossen (s.Abb.10b,S.68).

Über dem anstehenden Oberdevon, Unterkarbon und den Kalken der Alba-Griotte-Formation, dominieren hier während des Namur splittrige, grünlich-schwarze Tone der Triollo-Formation, die auch für den Raum Resoba ein anoxisches Milieu zu dieser Zeit bezeugen. In den unteren Partien der Abfolge sind an Crinoiden- und Korallenschutt oft sehr reiche, linsenförmige Kalkbänkchen häufig. Auch gröbere Kalkbreccien treten auf. Bei den feineren Fossilschuttbreccien handelt es sich um distaleren Detritus der Schwellenkalke auf der Espigüete-Barriere. In unmittelbarer Nähe der Kalkbreccien können die Tone mergelig werden.

Im Liegenden und Hangenden, begrenzt von je einer etwa 50 bis 80 bm mächtigen feinbrecciösen, grauen Kalkbank, treten in diesem Profil, rund 8 m über der Alba-Griotte-Formation, 3.50 m dunkelgrau verwitternde, gutgebankte Kalke auf. Es handelt sich um die tiefschwarzen, z.T. mikritischen Barcaliente-ähnlichen Kalke der Resoba-Folge (s.S. 64, vergl. auch REUTHER, 1977,S.67).

Über der Resoba-Folge werden weiterhin grünlich-schwarze Tone mit Crinoidenschutt und gröberen Kalkbreccien abgelagert. Nach wenigen Metern sind in die Tone kubikmetergroße Blöcke eingeschaltet, die offensichtlich aus Gesteinen des Liegenden bestehen. So konnten fossilführende, feinbrecciöse Kalke, wie sie im Hangenden der Resoba-Folge anstehen, gefunden werden. Daneben kommen schwarze, laminierte Kalke und mergelige und tonige Schiefer mit dünnen Kalkbänkchen als Blockschutt vor.

Mit der Sedimentation dieser kubikmetergroßen Blöcke aus Material des Liegenden beginnen Hebungsbewegungen in un-

mittelbarer Nähe (s.u.) ihre ersten Spuren zu hinterlassen. Diese Hebungsbewegungen sind im Raum Resoba lokal, hängen aber sicher mit der allgemeinen Hebungstektonik im südlichen Palentiner Becken und insbesondere mit der beginnenden Ausbildung der Carrión-Schwelle zusammen (s.S.101). Hier werden zunächst Sedimente des Liegenden, bis hinunter zu den Kalken der Resoba-Folge abgetragen und als grober Blockschutt in unmittelbarer Nachbarschaft sedimentiert. Im oberen Namur C beginnt auf der lokalen Hebung eine Flachwasser-Sedimentation, deren Schuttsedimente sich, von nun an bis in das Westfal A, um den Kalkkörper herum mit der weiterhin sich ablagernden tonigen Sedimentation der Triollo-Formation verzahnen.

Etwa 10 m im Hangenden des ersten groben Blockschutts schalten sich erste Blöcke aus hellen biogenen Kalken ein und verdrängen bald den aus älteren Sedimenten bestehenden Aufarbeitungsschutt vollkommen. Diese hellen Kalkblöcke sind immer mehrere m^3 groß, repräsentieren also den gröbsten Schutt des separaten Flachwasserkalkvorkommens.

Das Flachwasserkalkvorkommen ist keine 50 m weiter östlich der oben beschriebenen Abfolge aufgeschlossen. Der Kalkkörper beginnt im Liegenden mit dunkelgrauen bis schwarzen, z.T. schlierigen, mikrosparitischen Kalken, die keine Bankung zeigen. Sie sind im allgemeinen sehr reich an Fossilien: Brachiopoden, Trochiten, Foraminiferen und Einzelkorallen, die nach Prof.J.KULLMANN (Tübingen, mdl. Mitt.) noch tieferes Wasser anzeigen. Diese dunklen Kalke werden durch hellgraue, z.T. brecciöse Kalke abgelöst, welche die für Flachwasser typischen fossilreichen, gut ausgewaschenen Intrasparite darstellen. Intraklasten und Bioklasten tragen Mikritsäume, die auf bohrende Organismen vor allem flacheren Wassers zurückzuführen sind (WILSON, 1975; FLÜGEL, 1978).

Die Intrasparite gehen an den Rändern in gröbere, teilweise bunte, aber auch feinere und gänzlich unsortierte

Breccien über. Diese sind sehr reich an Fossilbruchstücken und charakterisieren den Rand des Kalkkörpers zum offenen Becken (WILSON, 1975;s.Taf.III,4-6). Die gesamte Abfolge wird diskordant überlagert von den sandigen Gesteinen der Cervera-Formation (s.S.101).

5.2.2.2.3 Tektonik und Sedimentation des unteren Hanges

Der Hangfuß wird von den Breccien ebensowenig erreicht, wie von den Barcaliente-ähnlichen Kalken der Resoba-Folge (s.S.64). Hier geht die Stillwassersedimentation der Triollo-Formation mit grünlich-schwarzen Tonen zunächst weiter. Gestört wird die Ruhe lediglich durch leichte Erschütterungen, Anzeichen tektonischer Bewegungen der fernen Barriere oder im Bereich des mittleren Hanges, die zu zahlreichen synsedimentären Staffelbrüchen führen (s.S.34;s. Taf.V,1). Die Abfolge ist leicht metamorph überprägt.

Nach rund 50 m toniger Sedimentation liegen in der oberen Triollo-Formation mächtige klastische Gesteinskörper, die auf Grund ihrer begrenzten Ausdehnung, ihrer inneren Struktur und des diskordanten Kontaktes, vor allem zu den liegenden Tonen, als Rutschmassen definiert werden müssen. Zur Zeit ihrer Ablagerung bildet diese Region jedoch schon nicht mehr den tiefsten Bereich des Nordhanges der Espigüete-Barriere. Zwischen ihr und der Flachwasserkalk-Schwelle hat sich, beginnend mit dem Namur A/B, die Carrión-Schwelle als neues Hebungsgebiet angelegt (s.S.61) und den alten Hangfuß in seine Nordflanke miteinbezogen (s.Abb.26b,S.142).

Typisch für die Rutschmassen der oberen Triollo-Formation ist ein Vorkommen nördlich von Cardaño de Arriba (s.Abb. 11b,S.73;Abb.25,S.135). Die Basis der Rutschmasse, die nur 10 m - 15 m lateral zu verfolgen ist, wird durch z.T. sehr stark verfaltete, gut gebankte, schwarze feine Kalkarenite gebildet. Sie verwittern dunkelgrau bis rötlich-grau und

Abb.11a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.11b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

Bohrgänge

Pflanzenreste

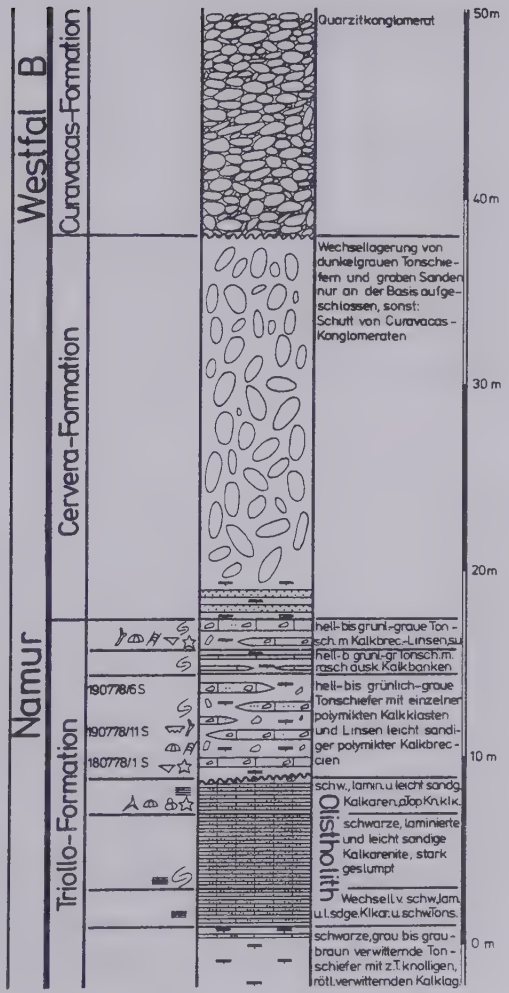
CARDAÑO DE ARRIBA

Abb.11b

Profil "Cardaño de Arriba III"

(Legende s.S. 72)

(s. auch S. 94 u. Abb.21c, S. 119)



gehen nach oben hin in graue Knollenkalke über, die allerdings diskordant von weiten Teilen der Rutschmasse überlagert werden und daher größtenteils fehlen. Die Lamination der schwarzen Kalke verwittert gelblich-grau und ist in den meisten Fällen herauspräpariert. Im Schliff zeigen sich die Kalke als Wechsellagerung aus reinem mit mehr tonigem Kalkarenit. Das Sediment ist reich an gut gerundeten Quarzkörnchen von durchschnittlich $^1/_{10}$ mm Größe. Starke tektonische Beanspruchungen haben das Gestein später zerschert.

Die schwarzen Kalke sind gänzlich fossilleer, wogegen die Knollenkalke im Hangenden neben Trochiten, Spiculiten, Seeigelstacheln, Foraminiferenresten und anderen Fossilbruchstücken auch Conodonten enthalten. Sie geben dem Gestein ein Alter von Obervisé bis Namur E_2 (s.S.94). In diesem Fall kann es sich bei den schwarzen Kalken nur um das Adrián-Folge-Äquivalent der oberen Alba-Griotte-Formation im Palentiner Becken handeln (s.S. 23), das zusammen mit den wenigen Knollenkalken als "Slump" hangabwärts geglitten ist.

Die nun folgenden 5 m werden durch eine vollkommen chaotische polymikte Breccie eingenommen. Die Größe der Komponenten reicht von wenigen Millimetern bis zu rund 1 m Durchmesser. Als Material für die Komponenten sind Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation häufig, daneben finden sich aufgearbeitete Breccien, deren Komponenten, ebenfalls nicht selten, aus Knollenkalken bestehen und diverse graue, hellgraue, gelblich-graue, oft fossilreiche Kalke neben schwarzen Kalkareniten. Während die Knollenkalk-Komponenten im Dünnschliff als Biomikrite anzusprechen sind, mit Trochiten, Goniatiten, Resten von Seeigelstacheln und Feinschill als Fossilinhalt, erweisen sich die grauen, fossilreichen Kalke unter dem Mikroskop als Extra-Bio-Mikrite, Bio-Sparite und Bio-Mikrite, deren Fossilinhalt aus Trochiten, Seeigelstacheln, Algen, Bryozoen, Brachiopoden und weiter

nicht zu identifizierendem Fossilschutt besteht. Die Matrix, in die diese Komponenten eingebettet sind, ist ein z.T. toniger, z.T. siltiger Kalkarenit, rötlich-braun verwitternd und im frischen Bruch dunkelgrau bis schwarz.

Diese chaotische Breccie wird von einer Wechsellagerung aus hellgrauen bis grünlich-grauen Tonen mit 5 - 10 cm mächtigen, hellgrauen Kalklinsen abgelöst, die nach wenigen Metern auskeilen. Mikroskopisch zeigen die Kalke ein sparitisches Bild: dichtgepackte einkristalline Calcitkörner von 1.2 - 1 mm Größe berühren sich gegenseitig mit dem sog. Suturenkontakt (TAYLOR, 1950; FLÜGEL, 1978). Nur einige große Einkristalle von bis zu 3 mm Größe sind unter dem Mikroskop zu finden. Bei diesen großen Kristallen handelt es sich offensichtlich um Trochitenreste, deren Ränder durch Lösung gänzlich zerstört wurden. Ähnliche randliche Lösungserscheinungen zeigen auch Quarzkörner, die relativ häufig vorkommen und bis zu 0.5 mm groß sind. Ausser Brachiopodenschalen-Resten lassen sich weiter keine Fossilien nachweisen.

Wahrscheinlich sind diese hellgrauen Kalke ehemalige Feinbreccien, die von der leichten Metamorphose bei der Bildung des Valsurvio-Domes an der Wende Namur/Westfal in Mitleidenschaft gezogen wurden (s.S.102). Die nachfolgenden hellgrauen bis grünlich-grauen Tone liegen lokal mit erosivem Kontakt auf diesen Kalkbänkchen, was u.a. durch die unregelmäßige Oberfläche der Kalkbänke und die oft turbulente Ablagerung der Tonschiefer in den Auskolkungen an der Kalkoberfläche dokumentiert wird.

Vor allem in den Schiefern kommt es zu Rutschfaltungen. Diese Wechsellagerung aus Tonschiefern und hellgrauen Kalkbänken wird nach oben hin durch etwa 2 m Breccien abgeschlossen, wie sie ähnlich im Liegenden der Wechsellagerung anstehen.

Die Ablagerung von Rutschmassen, wie sie am Beispiel des

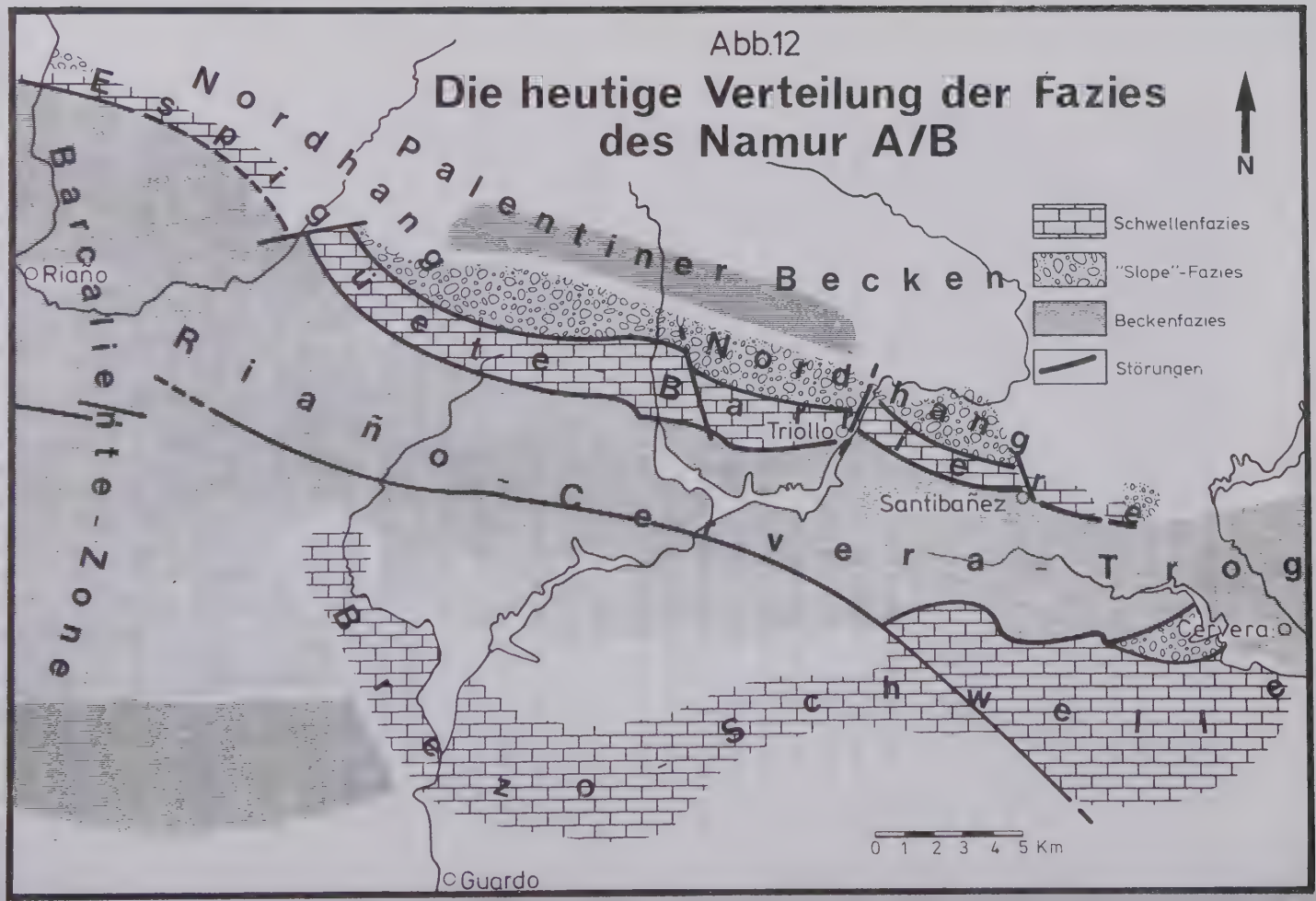


Abb.12
Die heutige Verteilung der Fazies des Namur A/B
N
Schwellenfazies
"Slope"-Fazies
Beckenfazies
Störungen
Nordpalentiner Becken
Espinoguelebarrier
Riaño
Triollo
Nordhangbarriere
Santibañez
Cervera
Barcaliente-Zone
Riaño-Cervera-Trog
Beizo Schwelle
Guardo
0 1 2 3 4 5 Km

Profils "Cardaño de Arriba III" beschrieben wurden, sind in der Region des Hangfußes die ersten Zeugen der Hebungsvorgänge im Bereich des mittleren Hanges. Sie führen zur Bildung eines neuen Rückens, der Carrión-Schwelle (s.S. 61). Der Hangfuß der Espigüete-Barriere entwickelt sich zum Nordhang des jüngeren Hebungsgebietes (s.Abb.26b,S. 141). Infolge zunehmender Hebung treten zum einen verstärkt Hangrutsche durch höhere Reliefenergie auf. Zum anderen kommt es zur Aufarbeitung bereits abgelagerter Sedimente im Bereich des mittleren Hanges - vor allem des Detritus der Flachwasserkalke der Espigüete-Barriere (s.S.61). Das erodierte Material wird in Form von Gleitmassen und "Debris-Flows" auch auf der Nordflanke des sich bildenden Rückens abgelagert (s.S.61).

5.2.2.3 Das Montó-Gebiet: Tektonik und Sedimentation

Die geologische Überlieferung der Triollo-Formation im Montó-Gebiet läßt sich nur bis in das Namur B hinein paläontologisch untermauern. Während der gesamten Zeit bleibt auch hier der "Slope"-Charakter bestehen, wenn auch mit wesentlich höherer Reliefenergie als am Nordhang der Espigüete-Barriere (s.Abb.13b,S.79;Abb.14b,S.82;Abb.15b,S. 85;Abb.16,S.87;Abb.17c,S.91;Abb.25,S.135).

Auch im Montó-Gebiet werden, stellenweise diskordant auf der Alba-Griotte-Formation und der unteren Triollo-Formation, schwarze, allodapische, z.T. laminierte Kalkarenite der Resoba-Folge sedimentiert (s.Abb.16,S.87, mittleres Bild). Sind am Nordhang der Espigüete-Barriere schon einige gut gerundete Quarzkörner in den schwarzen Kalken zu finden, so handelt es sich im Montó-Gebiet um regelrecht sandige Kalke. Die Quarzkörner sind gut bis nicht gerundet und treten, locker gepackt, in langestreckten Linsen von ca. $^1/_2$ cm Dicke auf. Die Körner sind unsortiert und kön-

Abb.13a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.13b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

Bohrgänge

Pflanzenreste

MONTÓ-GEBIET

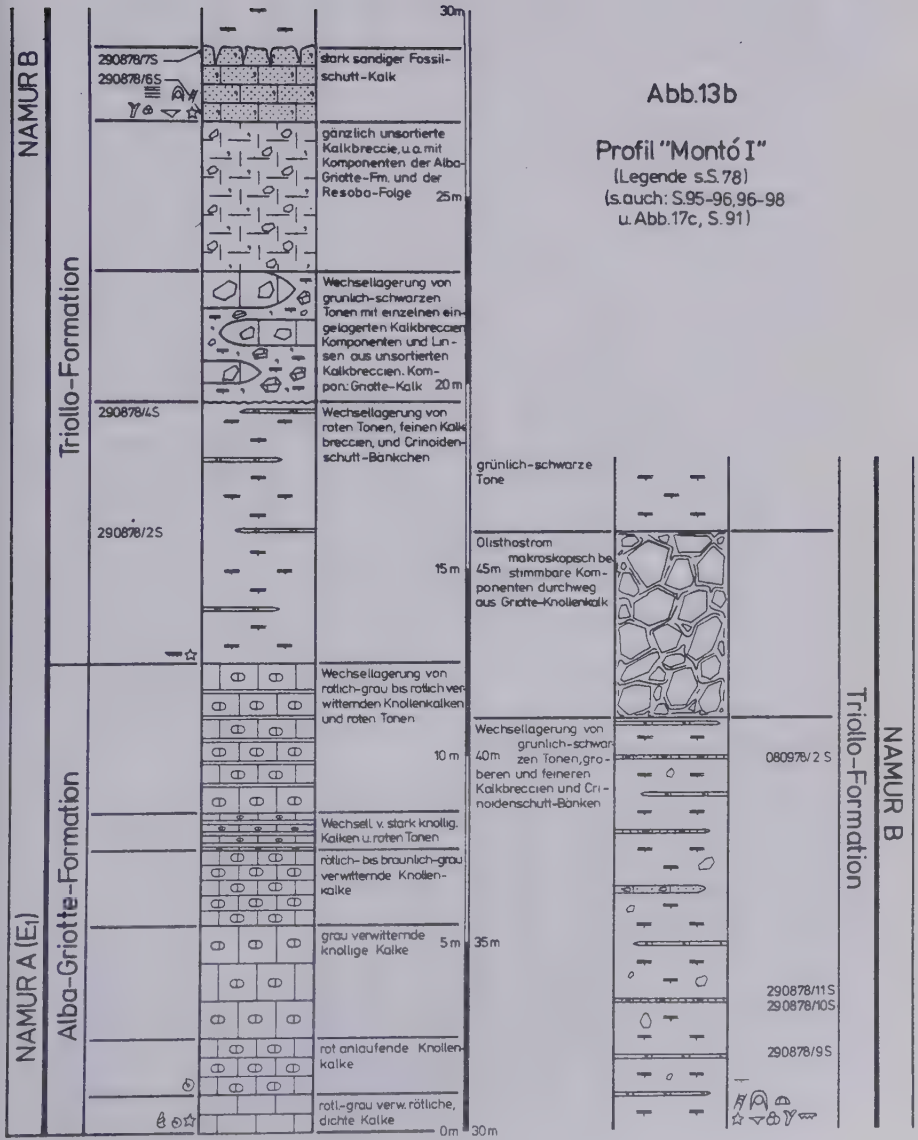


Abb.13b

Profil "Montó I"
(Legende s.S.78)
(s.auch: S.95-96, 96-98
u. Abb.17c, S.91)

nen in einzelnen Fällen bis zu 0.5 mm groß sein (s.Taf.VIII, 1). Die Sandstreifigkeit ist vor allem an der Basis der Folge intensiv und nimmt zum Hangenden ab. Daneben sind etwa 2 - 4 mm lange und 1 - 2 mm dicke Intraklasten häufig, synsedimentäre Resedimente, die ihre Entstehung der hohen Transportenergie des kalkarenitischen Materials verdanken.

Am Südrand der Oberkarbon-Mulde ist die Resoba-Folge etwa 17 m mächtig, während sie nach Norden, in Richtung Becken (s.S.35), bis auf 37 m ansteigt. Im südwestlichen Montó-Gebiet werden die Mächtigkeitsunterschiede, hier bedingt durch Rutschungsvorgänge, noch auffälliger (s.Abb. 13b,S.79;Abb.15b,S.85;Abb.25,S.135).

Zwischen den gutgebankten, schwarzen Kalkareniten schalten sich immer wieder in Rinnen sedimentierte Kalkbreccien mit erosiv-diskordanter Basis ein (s.Abb.14b.S.82;Abb.16, S.87). Die im Aufschluß und unter dem Mikroskop erkennbaren Komponenten bestehen aus Gesteinen der Alba-Griotte-Formation. Es konnte jedoch eine Mischfauna von Conodonten aus den Breccien herausgelöst werden, die beweist, daß es sich hierbei um Detritus auch sehr viel älterer Gesteine handelt: neben Conodonten des obersten Visé bis unteren Namur A wurden auch solche des Oberdevons und des Unter-Karbons gefunden (s.S.95f). Zu dieser Zeit muß die Erosion im Liefergebiet der Breccien schon auf Gesteine des Oberdevons übergegriffen haben. Das erklärt auch die vermehrte Anlieferung sandigen Materials.

Die Breccien-Linsen in den Kalken der Resoba-Folge können von wenigen Zentimetern bis 7 m mächtig werden, vor allem im Nordosten der Oberkarbon-Mulde, wo die Mächtigkeiten generell größer sind (s.o.). Die Komponenten der Breccien können Durchmesser von 1 - 2 m erreichen.

Ebenso wie die Alba-Griotte-Formation sind die Kalke der Resoba-Folge stark von Rutschungen betroffen. Diese geschehen im Kleineren bereits synsedimentär. Die Gleitvor-

Abb.14a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.14b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

Bohrgänge

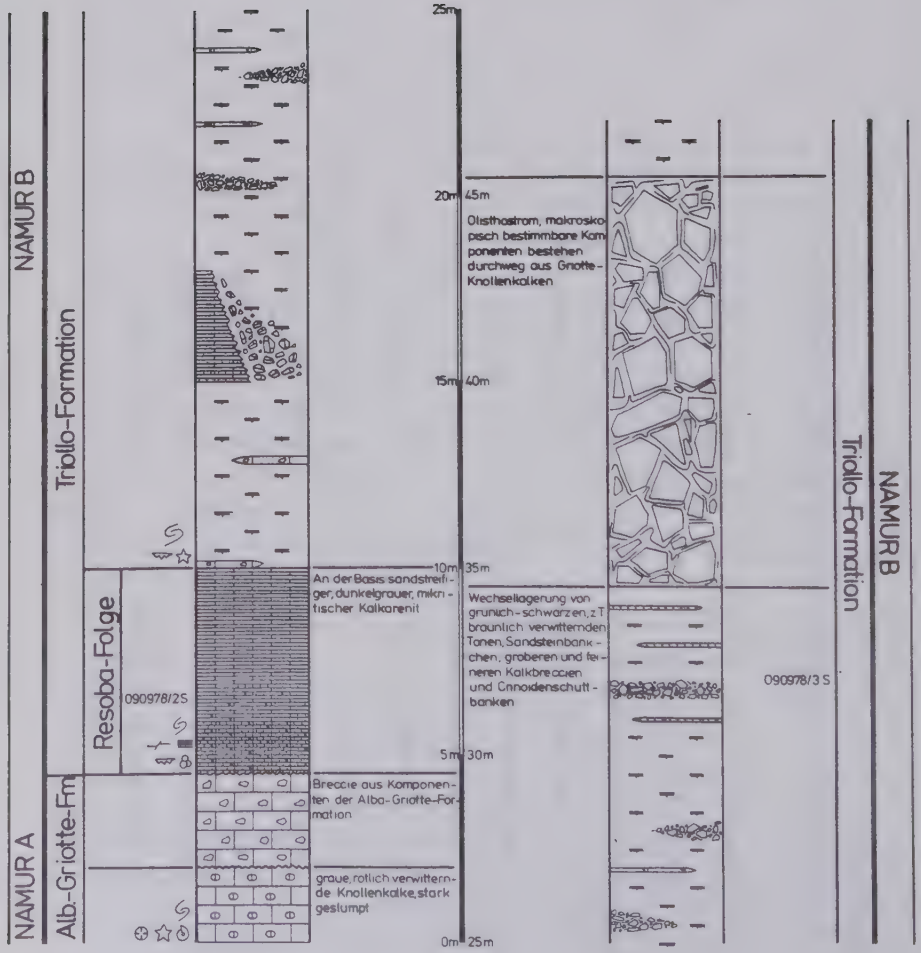
Pflanzenreste

MONTÓ-GEBIET

Abb.14b

Profil "Montó II"

(Legende s. S. 81)
(s. auch: S. 98-99 u. Abb.17c, S.91)



gänge größeren Ausmaßes erfassen die schwarzen Kalke unmittelbar nach ihrer Ablagerung. Am Südwestrand der Oberkarbon-Mulde des Montó-Gebietes führen diese Rutschungsvorgänge zu ausgeprägten Mächtigkeitsunterschieden (s.Abb. 16,S.87). Hangaufwärts sind die Mächtigkeiten stark reduziert, oder die Kalke fehlen ganz. Durch das Hinabgleiten der Resoba-Folge reißen die Kalke an langen Spalten auseinander, die sich bei fortschreitenden Gleitbewegungen auf mehrere zehner Meter ausweiten können. Das führt zu kanalartigen Eintiefungen im damaligen Meeresboden, die mit grobem Detritus vor allem der Alba-Griotte-Formation gefüllt werden (s.Abb.14b,S.81;16,S.87). Da die Böschungen dieser Rinnen aus Kalken der Resoba-Folge bestehen, sind die "Debris-Flows", welche durch sie transportiert und in ihnen sedimentiert werden, die einzigen, die neben den üblichen Knollenkalken der Alba -Griotte-Formation auch Kalke der Resoba-Folge als Komponenten mit sich führen. Diese "Debris-Flows" sind also jünger als jene Breccien, die mit den Kalken der Resoba-Folge wechsellagern.

Hangabwärts, also gegen Nordosten des südwestlichen Komplexes, liegen chaotisch gefaltete Kalke der Resoba-Folge bis zu Mächtigkeiten von ca. 60 m aufgestapelt (s.Abb.16, S.87).

Über der Resoba-Folge dauert die Sedimentation grünlichschwarzer Tone an, in die Linsen von "Debris-Flows" jeder Komponentengröße bis hin zu Olisthostromen mit Komponenten von mehreren zehner Kubikmetern oder Olistholithe bis zu 100 m Länge und 30 m Mächtigkeit eingeschaltet sind. Olistholithe wie Komponenten der gröberen "Debris-Flows" bestehen ausnahmslos aus Kalken der Alba-Griotte-Formation. Die feineren Breccien haben durchweg eine sandig-tonige Matrix. Bei gradierten Breccien zeigen vor allem die oberen Partien der Bänke laminierte oder schräggeschichtete Sandstreifen.

Abb.15a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.15b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

Bohrgänge

Pflanzenreste

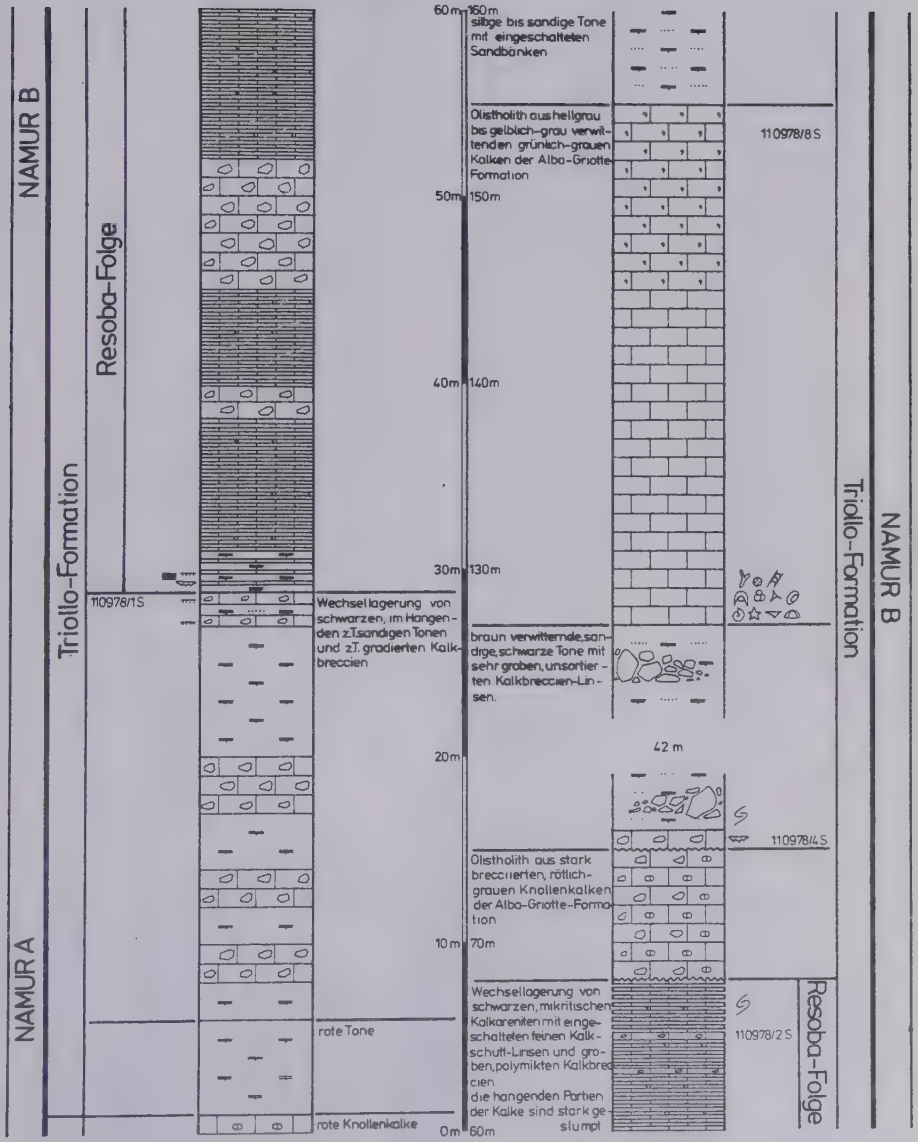
MONTÓ-GEBIET

Abb. 15b

Profil "Montó III"

(Legende s.S. 84)

(s.auch: S. 99 –100 u. Abb. 17c, S. 91)



Der Fossilinhalt der feineren Breccien zeigt nunmehr auch Material aus Bereichen flacheren Wassers: Schutt von Algen, fenestelliden Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten neben Trochiten, Seeigelstacheln und meist intakten Foraminiferen. Vor allem Algen-, Bryozoen- und Trilobitenreste, aber auch einige Brachiopodenschalen, tragen einen Mikritsaum, der ihre Umlagerung aus Bereichen des flacheren Wassers unterstreicht. Die Foraminiferen dagegen dürften nicht oder kaum resedimentiert sein.

Die Foraminiferen ergeben ein Alter von Namur B, wogegen Conodontenproben aus diesen feinen Breccien erneut Mischfaunen erbrachten, die Alter vom Oberdevon bis zum unteren Namur A anzeigen (s.S.98).

Im Südwesten der Oberkarbon-Mulde nach etwa 20 bis 25 m, im Nordosten nach rund 80 m dieser chaotischen "Slope"-Sedimentation, kommt es zu einer Beruhigung der Ablagerungsverhältnisse. In die ständige Sedimentation aus grünlich-schwarzen Tonen, die partiell sandig werden können, schalten sich nur noch wenige cm mächtige Sandbänke ein. Auf Grund mangelnder Fossilien kann nicht gesagt werden, wann dieser Umschwung stattfindet und wie weit die Wechsellagerung aus Tonen und dünnen Sandbänken in das Namur oder Westfal hinaufreicht. Im Norden des Montó-Gebietes liegen konglomeratische Sande der stefanischen Valdeón-Formation diskordant auf Knollenkalken und Sanden des Oberdevons (s.Abb.2,S.7;Abb.17,S.89-91).

5.2.2.4 Conodonten und Foraminiferen des Nordhanges der Espigüete-Barriere und des Montó-Gebietes

Der stratigraphisch relevante Bericht, den die Gesteine des Nordhanges der Espigüete-Barriere für das Namur liefern, ist, trotz des Fossilreichtums, sehr spärlich. Foraminiferen, Conodonten, Algen und Korallen bringen, bis auf wenige Aus-

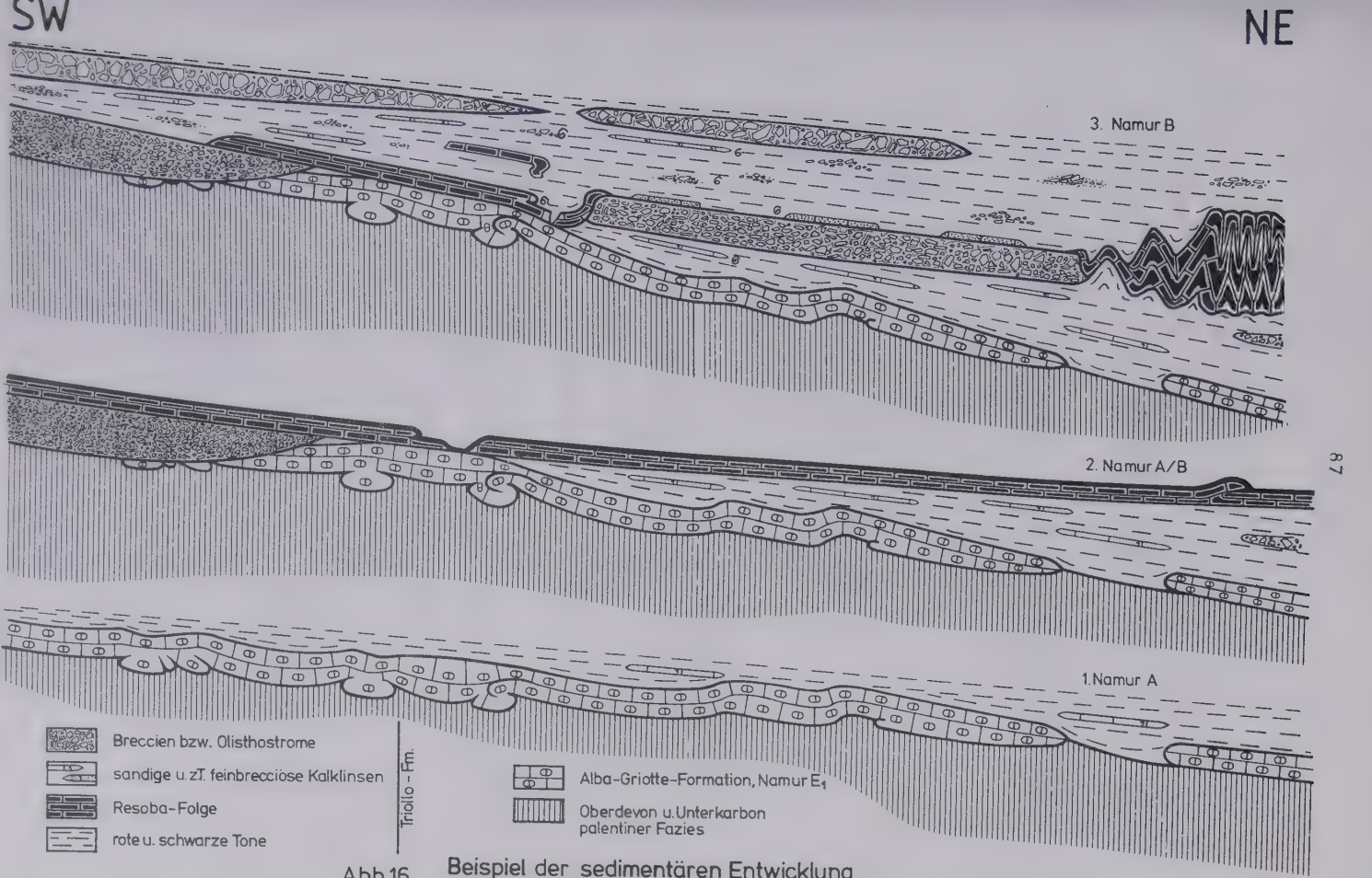


Abb.16 Beispiel der sedimentären Entwicklung des Montó-Gebietes während des Namur

nahmen, nur sehr weit interpretierbare Daten.

Die Reihenfolge der angeführten Proben entspricht ihrer Herkunft vom Liegenden zum Hangenden der jeweiligen Profile.

1) Foraminiferen

a. Profil "Peña de Santa Lucia IV"(Abb.8b,S.59;Abb,25,S.135).

Probe 060676/9 : 2 cm mächtige gradierte, schwarze Kalk-Breccie, etwa 20 m über der Basis des Profils.
Ammobaculites sp.
Archaediscidae
Eostaffella sp.
Palaeotextularia sp.
Parathurammina sp.
Tuberitinidae

Alter: Basis Namur B.

Probe 060676/10: 2 cm mächtige rote Kalkbreccie, etwa 20 m über der Basis des Profils.
Archaediscidae
Eostaffella sp.
Palaeotextulariidae

Alter: Basis Namur B.

Probe 070676/7 : Feine bunte Breccie, 9 m mächtig, aus der hangenden Partie der Bank, etwa 66 m über der Basis des Profils.
Endothyranella sp.
Endothyridae
Eolasiodiscus? sp.
Tetrataxis sp.

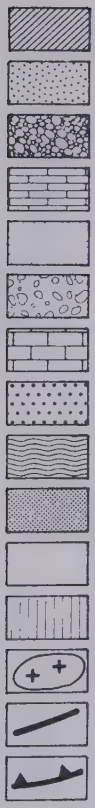
Alter: nicht jünger als Namur B ?

b. Profil "Valdetriollo I" (Abb.20b,S.115;Abb.25,S.135)

Probe 050678/6 : Dunkelgraue Crinoidenkalke, 204 m über der Basis des Profils.

Abb.17a

LEGENDE
zu den Übersichtskarten



Picos de Europa

Beckenfazies des Westfal B - Stefan

Quarzitkonglomerate des Westfal A/B

Flachwasserkalke des Westfal A

Becken- u. Slope-Fazies des Namur A bis Westfal A

polymikte Breccien der Becken- u. Slope-Fazies

Flachwasserkalk-Fazies des Namur A bis Westfal A

Becken-Fazies der Brezo-Zone, Namur A bis Westfal A

Alba-Griotte-Fazies, Namur A (E_1)

Becken-Fazies des Unterkarbon (Palentiner Becken)

Devon-Fazies des Palentiner Beckens

Devon-Fazies der Brezo-Zone

Intrusiva

Störungen

Überschiebungen

LEGENDE zu den Säulenprofilen auf Abb.17c

Abb.17b

Curavacas-Formation

- Quarzitkonglomerat
- Konglomeratschutt

Cervera-Formation

- Sandstein
- Sandsteinlinse (Rinnenfüllung)
- konglomeratischer Sandstein
- sandiger Ton
- polymikte Breccie
- Linse aus detritischem Kalk
- sandige Kalkbreccie
- Olisthostrom, sandige u. kalkige Kompon.
- Olistholith, hier Korallenkalk

Triollo-Formation

- sandiger Ton

- Kalke der Resoba-Folge
- detritischer Kalk
- teilweise brecciöser Kalk
- Kalkbreccie
- sandiger Kalk
- Kalkolistholith
- Olistholith, hier: Knollenkalke d. Alba-Griotte-Fm.

- Santibañez-Formation (Flachw.-Kalk)
- Alba-Griotte-Formation (Knollenkalk)
- Vegamián-Formation (Kieselschiefer)
- Vidrieros-Formation (Knollenkalk)

- Intrusiva, Sills
- Diskordanz
- Störung

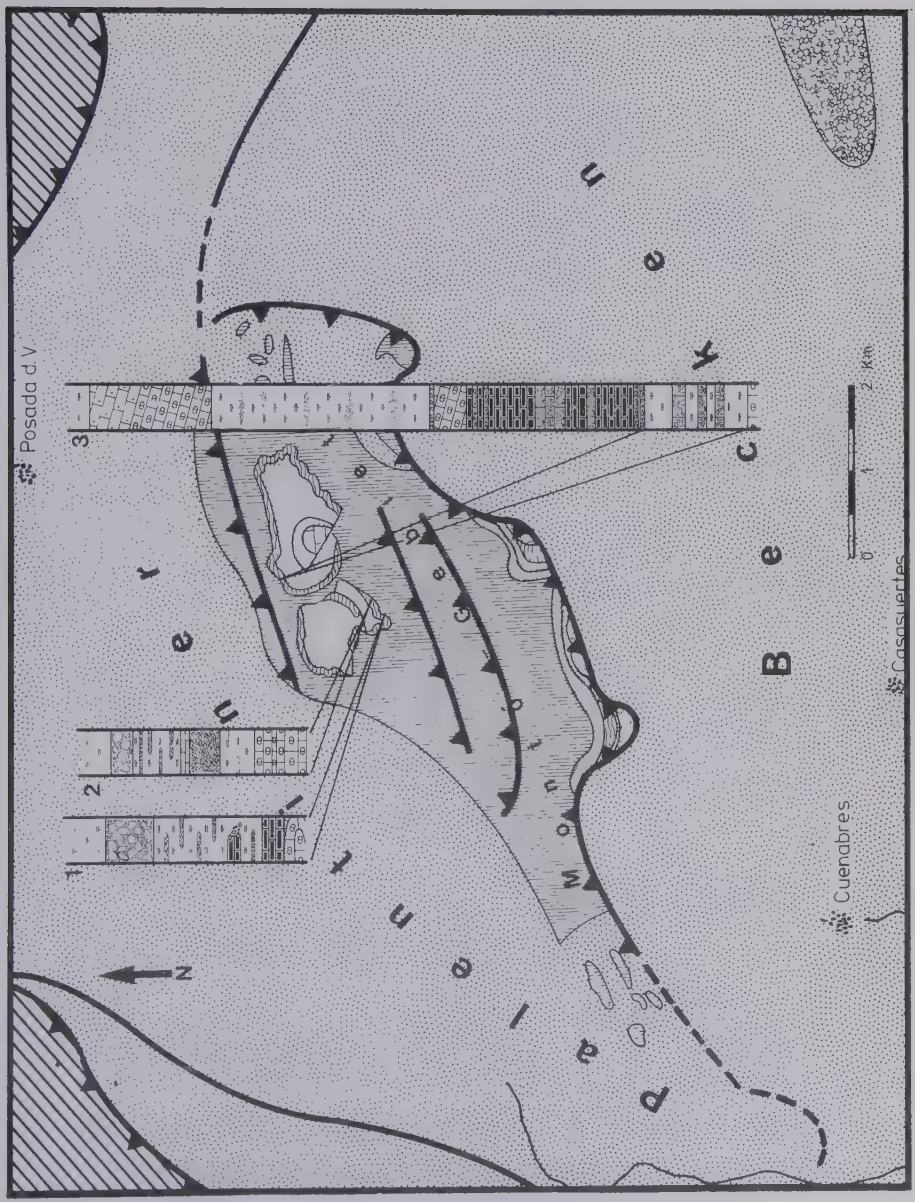


Abb.17c: Übersichtskarte des Montó-Gebietes mit Profilen,
1 = MONTÓ II; 2 = MONTÓ I; 3 = MONTÓ III;
Legende s.S. 89 u. 90

Ammodiscidae
Endothyridae
Glomospira sp.
Tetrataxis sp.
Textulariidae

Alter: Wahrscheinlich nicht jünger als Namur B.

Probe 050678/12: Unsortierte, grobe, polymikte Kalkbreccie, etwa 210 m über der Basis des Profils.
Profusulinella sp.
Textulariidae

Alter: Oberes Namur C bis unteres Westfal A

Probe 050678/14: dunkelgrauer detritischer Kalk, etwa 214 m über der Basis des Profils.
Climacammina sp.
Millerella millerella
Millerella (subgen. Pseudonovella)
Polytaxis sp.
Profusulinella sp.

Alter: Profusulinella-Zone, obere Subzone A oder untere Subzone B - Westfal A

Probe 080678/10: Crinoidenkalk, etwa 218 m über der Basis des Profils.
Endothyridae
Haplophragmella sp.
Paucisepatea sp.
Schubertella ex gr.
Tetrataxis sp.
Textularia sp.

Alter: Profusulinella-Zone, obere Subzone A oder untere Subzone B - Westfal A

c. Profil "Valdetriollo II"(Abb.9b,S.63;Abb.25,S.135)

Probe 220978/9 : Graue Feinbreccie aus der Basis einer 9m mächtigen feinen Kalkbreccie, ca. 31 m über der Basis des Profils.

Ammovertella sp.
Palaeotextulariidae
Tuberitinidae
Alter: Namur B bis Westfal A.

Probe 220978/10: Wie Probe 220978/9, 33 m über der Basis des Profils.
Glomospira sp.
Howchinia sp.
Palaeotextulariidae
Parathurammina sp.
Textularia sp.
Tuberitinidae
Alter: Namur B bis Westfal A.

Probe 220978/13: Feinkörniger dunkelgrauer Kalk aus der Basis einer 14 m mächtigen Abfolge massiger Bänke gröberer und feinerer Breccien, 46 m über der Basis.
Endothyridae
Eolasiodiscus sp.
Glomospira sp.
Howchinia sp.
Tuberitinidae
Alter: Namur B bis Westfal A.

Probe 220978/18: Wie Probe 220978/13, feine Breccie aus dem Top der Abfolge, 59 m über der Basis des Profils.
Endothyridae
Glomospira sp.
Alter: Namur B bis Westfal A.

Probe 230978/4 : Dunkelgraue Breccie am Top der oberen Resoba-Folge, 74 m über der Basis des Profils.
Endothyridae
Glomospira sp.
Alter: Namur B bis Westfal A.

2) Conodonten

a. Profil "Cardano de Arriba III"(Abb.11b,S.73;Abb.25,S.135)

Probe 180778/1 : Knollenkalk aus der Basis des "Debris-Flows".
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Hindeodella sp.
Neoprioniodus sp.
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)

Alter: oberes Visé bis Namur E_2.

Probe 190778/6 : Gelblich-braune Kalke aus dem "Debris-Flow".
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Hindeodella sp.
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)

Alter: oberes Visé bis Namur E_2

Probe 190778/11: Knollenkalk aus dem "Debris-Flow".
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Hindeodella sp.
Paragnathodus commutatus BRANSON & MEHL)

Alter: oberes Visé bis Namur E_2.

b. Profil "Valdetriollo I" (Abb.20b,S.115;Abb.25,S.135)

Probe 050678/5 : Aus der Wchsellagerung aus schwarzen und hellen Mikriten, etwa 200 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Hindeodella sp.
Paragnathodus commutatus (BRANSON & MEHL)
Paragnathodus multinodosus (WIRTH)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)

Alter: oberes Visé bis Namur E_2.

Probe 080678/4 : Dunkelgrauer detritischer Kalk, etwa 214 m über der Basis des Profils

Gnathodus bilineatus subsp.

Alter: oberes Visé bis Namur E_2.

c. Profil "Valdetriollo II" (Abb.9b,S.63;Abb.25,S.135)

Probe 220978/6 : Aus grauen bis rötlichen Breccien an der Basis einer Wechsellagerung von feinbrecciösen Kalken mit schwarzen Kalkareniten der Resoba-Folge und grünlich-Schwarzen Tonen, 14 m über der Basis des Profils.
Cavusgnathodus naviculus (HINDE)

Alter: oberes Visé bis Namur E_2.

Auch im Montó-Gebiet geben die stratigraphischen Daten von Foraminiferen und Conodonten nur unbefriedigende Werte für den Zeitraum der Sedimentation. Allerdings lassen die Mischfaunen der Conodonten aus Breccien Aussagen über die Alter der Aufarbeitungsprodukte zu, die auf andere Art und Weise nicht möglich gewesen wären.

Auch hier ist die Reihenfolge der Proben vom Liegenden zum Hangenden der entsprechenden Profile aufgeführt.

1) Foraminiferen

a. Profil Monto I" (Abb.13b,S.79;Abb.25,S.135)

Probe 290878/6 : Feinbrecciöser, sandiger Kalk, 27 m über der Basis des Profils.
Archaediscidae
Endothyridae

Alter: nicht jünger als Namur B.

Probe 290878/7 : Wie Probe 290878/6, 29 m über der Basis des Profils.
Archaediscidae
Endothyridae
Pachyophaera sp.
Palaeotextulariidae
Tuberitinidae

Alter: Nicht jünger als Namur B, Namur B.

Probe 290878/10: Graue Kalkbreccie, etwa 33 m über der Basis des Profils.
Archaediscidae
Endothyridae
Eostaffella sp.
Globivalvulina sp.
Palaeotextularia sp.
Tetrataxis sp.

Alter: Namur B bis Westfal A.

b. Profil "Montó IV" ("Tejedo-Schub")

Probe 120978/3 : Grauer detritischer Kalk, 50 m über der Basis des Profils.
Archaediscus sp.
Eolasiodiscus sp.
Eostaffella sp.
Howchinia ? sp.

Alter: Nicht jünger als Namur B.

2) Conodonten

a. Profil "Monto I" (Abb.13b,S.79;Abb.25,S.135)

Probe 290878/2 : Rot verwitternder Crinoidenschutt, 16 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Gnathodus girtyi soniae (RHODES, AUSTIN & DRUCE)
Hindeodella sp.
Paragnathodus multinodosus (WIRTH)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)

Alter: Oberes Visé bis Namur E_2.

Probe 290878/4 : grauer, rötlich verwitternder detritischer Kalk, 19 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Gnathodus bilineatus subsp.
Gnathodus girtyi rhodesi HIGGINS
Hindeodella sp.

Neoprioniodus sp.
Paragnathodus commutatus (BRANSON & MEHL)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)
Spathognathodus sp.

Alter: Oberes Visé bis Namur E_2

Probe 290878/9 : Graue, rötlich verwitternde Crinoidenschuttbank, etwa 31 m über der Basis des Profils.
Cavusgnsthodus sp.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Gnathodus bilineatus bollandensis HIGGINS & BOUCKAERT
Gnathodus girtyi collinsoni RHODES? AUSTIN & DRUCE
Palmatolepis sp.
Paragnathodus commutatus (BRANSON & MEHL)
Polygnathus inornatus BRANSON
Polygnathus sp.
Pseudopolygnathus triangulus primatus VOGES
Siphonodella sp.

Alter: Oberdevon, Unterkarbon, Obervisé, Obervisé bis Namur E_2

Probe 290878/11: Graue Kalkbreccie, 33 m über der Basis des Profils.
Cavusgnathodus sp.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Paragnathodus commutatus ? (BRANSON & MEHL
Polygnathus sp.
Spathognathodus campbelli REXROAD

Alter: Unterkarbon bis Namur E_2

Probe 080878/2 : Gelblich-grauer Kalk, 39 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Gnathodus bilineatus subsp.
Hindeodella sp.
Paragnathodus commutatus (BRANSON & MEHL)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)

Alter: Oberes Visé bis Namur E_2

b) Profil "Montó II" (Abb.14b,S.82;Abb.25,S.135)

Probe 090978/2 : Fossilschuttlinse in schwarzen, sandigen Kalkareniten der Resoba-Folge, 7 m über der Basis des Profils.
Cavusgnathodus naviculus ? (HINDE)
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Gnathodus bilineatus bollandensis HIGGINS & BOUCKAERT
Gnathodus girtyi collinsoni RHODES, AUSTIN & DRUCE
Gnathodus girtyi girtyi HASS
Gnathodus girtyi rhodesi HIGGINS
Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)
Polygnathus decorosus ? STAUFFER
Polygnathus inornathus BRANSON
Polygnathus hassi HELMS
Polygnathus ornatus BRYANT
Polygnathus purus subsp.

Alter: Tournai, Visé, Namur E_1-E_2.

Probe 090978/3 : Gelblich-braune Kalkkomponenten aus einer Breccie, 32 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Hindeodella sp.

Paragnathodus commutatus (BRANSON & MEHL)
Paragnathodus cruciformis (CLARKE)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)
Sapthognathodus campbelli REXROAD

Alter: Oberes Visé bis Namur E_2

c. Profil "Montó III" (Abb.15b,S.85;Abb.25,S.135)

Probe 110978/1 : Kalkbreccie im Liegenden der Resoba-Folge, 28 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Hibardella sp.
Lonchodina sp.
Neoprioniodus sp.
Paragnathodus commutatus (BRANSON & MEHL)
Paragnathodus cruciformis (CLARKE)
Paragnathodus multinodosus (WIRTH)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)
Polygnathus inornatus BRANSON
Polygnathus sp.
Spathognathodus campbelli REXROAD

Alter: Unterkarbon bis Namur E_2

Probe 110978/2 : Breccie aus Kalken der Resoba-Folge, 65 m über der Basis des Profils.
Bispatodus sp.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Hindeodella sp.
Neoprioniodus sp.
Polygnathus sp.
Siphonodella sp.

Alter: Unterkarbon, oberes Visé bis Namur E_2

Probe 110978/4 : Aus dem Liegenden eines "Debris-Flows", 76 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Neoprioniodus sp.

Palmatolepis glabra prima ZIEGLER & HUDDLE
Paragnathodus multinodosus (WIRTH)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)
Polygnathus inornatus BRANSON
Polygnathus sp.
Spathognathodus campbelli REXROAD

Alter: Oberdevon, Unterkarbon, Obervisé bis Namur E_2

Probe 110978/8 : Breccien am Top einer 28 m mächtigen Abfolge grauer Kalke, 110 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Hindeodella sp.
Paragnathodus mononodosus (RHODES, AUSTIN & DRUCE)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)
Spathognathodus campbelli REXROAD

Alter: Oberes Visé bis Namur E_2

d. Profil "Montó IV" ("Tejedo-Schub")

Probe 120978/2 : Aus dem Top einer 20 m mävhtigen Abfolge von Kalkbreccien, 62 m über der Basis des Profils.
Gnathodus bilineatus bilineatus(ROUNDY)
Paragnathodus mononodosus (RHODES, AUSTIN & DRUCE)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)
Spathognathodus campbelli REXROAD

Alter: Oberes Visé bis Namur E_2

5.3 Die Entwicklung des südöstlichen Kantabrischen Gebirges an der Wende Namur/Westfal und im Westfal A: die Cervera-Formation (BROUWER & VAN GINKEL, 1964)

An der Wende Namur/Westfal und im Westfal A übernehmen in der Hauptsache zwei ausgedehnte Hochgebiete die Kontrolle über die Sedimentation in der untersuchten Region. Das eine, der Valsurvio-Dom, liegt im Südwesten. Das andere Hochgebiet erstreckt sich im Norden der alten Espigüete-Barriere. Die am Südrand des Hochgebietes gelegene, zunächst noch eigenständige Carrion-Schwelle - sie ist bereits im Namur B aktiv (s.S.60) - wird im unteren Westfal A in das sich von Norden nach Süden ausdehnende nördliche Hebungsgebiet eingegliedert (s.S.140). Dieses Hebungsgebiet zerbricht jedoch an der Wende Westfal A/B bereits wieder an Vertikalstörungen (s.S.143). Es bleiben lediglich sein östlicher Teil, der sog. "Polentinos-Block", und der Südrand, also der Bereich der Carrion-Schwelle, als Hochgebiet erhalten (s.Abb.24,S.130). Ein weiteres Liefergebiet liegt wahrscheinlich östlich des Arbeitsgebietes (s.S.128;Abb. 24,S.130).

Weite Teile der Brezo-Schwelle sowie der Espigüete-Barriere werden dem sich ausweitenden Riaño-Cervera-Trog eingegliedert, der im Westfal A aus dem Norden, Osten und Süden mit klastischem Material beliefert wird. Durch die kräftige Hebung der umgebenden Hochgebiete bekommt der Riaño-Cervera-Trog steile Nord- und Südhänge. Die erhöhte Reliefenergie ermöglicht an mehreren Stellen Sedimentationsprozesse, wie sie für die Bildung von "Slope"-Sedimenten und submarinen Sedimentfächern typisch sind (COOK, 1979; COOK & TAYLOR, 1977; NARDIN &al.,1979; WALKER, 1978; WALKER & MUTTI, 1973; RUPKE, 1978, 1977; STANLEY & UNRUG, 1972)

5.3.1. Der Südrand des Riaño-Cervera-Troges: die Cervera-Formation nördlich des Valsurvio-Domes

Wahrscheinlich verursacht durch erhöhten Wärmefluß beginnt der Valsurvio-Dom an der Wende Namur/Westfal aufzusteigen. Die erhöhte Wärmezufuhr führt zu einer leichten Metamorphose der Grünschieferfazies, die bei Gesteinen des Devon und Namur in einem Umkreis von etwa 10 km um das Zentrum des Domes nachzuweisen ist(KOOPMANS, 1962; s.S.71). Die Heraushebung des Valsurvio-Domes erfaßt sowohl Bereiche der Brezo-Schwelle mit ihren Flachwasserkalken im Süden als auch Teile des namurischen Riaño-Cervera-Troges und seine Beckensedimentation aus Barcaliente-Kalken und Flachwasserkalk-Detritus im Norden. Die relativ schnelle Hebung und die damit verbundene hohe Reliefenergie führen einerseits zu kräftiger Erosion im Bereich des Domes, andererseits zu Sedimentfächer-artigen Ablagerungen am Hangfuß gegen den Trog.

Am Nordhang des Valsurvio-Domes, westlich des Pantano de Camporredondo und nördlich von Otero de Guardo und Camporredondo de Alba ist diese grobklastische Sedimentation aufgeschlossen (s.Abb.24,S.130).

Es handelt sich um eine Wechsellagerung aus z.T. serizitischen Tonen,dünnen Sandsteinbänkchen, mächtigen Konglomerat- und Breccienlinsen und umfangreichen Olistholithen.

Die unreifen, glimmerreichen Sande kommen vorwiegend in unmittelbarer Nähe der Konglomerate und Breccien vor und verwittern gelblich-braun. Sie sind laminiert und/oder schräggeschichtet. Pflanzenreste sind häufig. Die Mächtigkeit der Bänke wechselt lateral, wird jedoch selten größer als 5 cm. Die Bänke keilen lateral aus oder stoßen diskordant gegen hangende Schichten (s.Taf.X,3). Der Kontakt zu den Tonen im Liegenden und Hangenden ist scharf. Lebensspuren an der Basis der Schichten sind nicht selten (s.

Taf.XII,4), dagegen werden andere prägnante Sohlmarken kaum gefunden. Sehr oft treten Rutschfalten auf (s.Taf.X,6).

Bei den Konglomeraten und Breccien handelt es sich um vollkommen unsortierte, ungeregelte Sedimente, die als "Debris-Flows" transportiert wurden (NARDIN & al.,1979). Sie bestehen vor allem aus gut gerundeten Geröllen weißen, roten und grauen Quarzits (s.Taf.X,4) und nicht gerundeten Komponenten aus schwarzen Kalkareniten der Barcaliente-Formation, aus Crinoidenschutt und grauen bis dunkelgrauen, grobkristallinen Kalken. Dazu kommen Quarzit-Blöcke mit Ausmaßen von mehreren Kubikmetern, die gemeinsam mit den "Debris-Flows" transportiert und abgelagert wurden. Gelb-braune, grobe, z.T. kalkige Sande und schwarze, glimmerhaltige Tone bilden die stark beanspruchte Matrix der "Debris-Flows". Diese werden in Rinnen sedimentiert, die sich entweder in die Sand-Ton-Wechsellagerung oder in schon abgelagerte Konglomerate und Breccien einschneiden. Der Verlauf solcher Rinnen verlagert sich oft (s.S.124), wodurch die typischen breiten Ausstriche der Konglomerat- und Breccienfolgen entstehen. Diese Ausstriche können oftmals eine Breite von 200 bis 300 m oder mehr erreichen.

Die mächtigen Olistholithe stecken im Hangenden der nördlich des Valsurvio-Domes untersuchten Sand-Ton-Wechsellagerung. Sie bestehen praktisch ausschließlich aus stark verfalteten und zerbrochenen Kalken der Barcaliente-Formation. Nur in zwei Fällen, nördlich von Cardaño de Abajo und nördlich von Camporredondo de Alba wurden Olistholithe gefunden, bei denen es sich u.U. um Kalke der Alba-Griotte-Formation handeln könnte. Die Größenausmaße der Olistholithe reichen von wenigen Kubikmetern bis zu Gesteinskörpern mit einer Längenausdehnung von etwa 1000 m.

Die Ausbildung der beschriebenen Sand-Ton-Konglomerat/Breccien-Wechsellagerung spricht für eine Ablagerung in einem submarinen Sedimentfächer am Fuße des Südhanges des

Riaño-Cervera-Troges. Die gute Einregelung der schlecht sortierten Konglomerate und Breccien, die jedoch nur selten auftretende Dachziegellagerung bzw. normale oder inverse Gradierung, sowie der relativ hohe Anteil an sandiger und toniger Matrix in den Rinnen könnten auf Sedimentationsbedingungen hindeuten, wie sie im hangnahen Bereich eines Sedimentfächers vorherrschen ("inner fan": WALKER, 1978, 1975; NELSON & NILSEN, 1974; WALKER & MUTTI, 1973).

Bei der Sand-Ton-Wechsellagerung, in die sich die Rinnen einschneiden, könnte es sich um die Sedimente auf den Kanalrändern handeln. Mit Unreife, Glimmerreichtum, Lamination und/oder Schräg- bzw. Kreuzschichtung, geringer Mächtigkeit der Bänke (<5 cm) und linsenartiger Ausbildung der Sandbänkchen besitzen sie alle Eigenschaften, wie sie nach NELSON & NILSEN (1974) und WALKER (1975,1978) für Ablagerungen auf den Rändern der Rinnen typisch sind.

Aus den Aufschlüssen am Nordrand des Valsurvio-Domes läßt sich vom Liegenden zum Hangenden eine Entwicklung von mehr distalen zu proximalen Ablagerungen erkennen. Das Konglomerat-Sandstein-Verhältnis bei den Rinnensedimenten nimmt vom Liegenden zum Hangenden der Abfolge zu. Im Hangenden treten mit riesigen Olistholithen aus Kalken der Barcaliente-Formation erste Vertreter einer "Slope"-Sedimentation in Erscheinung. Wahrscheinlich ist die anhaltende Aufwölbung des Valsurvio-Domes eine Erklärung für das Vorrücken des Liefergebietes. Das Gebiet, welches zunächst noch im äusseren Bereich des inneren Fächers am Fuße des Hanges lag, gerät im Laufe des Westfal A durch die fortschreitende Hebung des Domes immer näher an das Liefergebiet heran und wird schließlich in den "Slope" eingegliedert.

Ähnliche Abfolgen, wie sie nördlich des Valsurvio-Domes vorkommen, sind entlang des Nordhanges der Sierra del Brezo weit verbreitet. Auch hier handelt es sich um polymikte Konglomerate und Breccien aus gut gerundeten Quar-

zitgeröllen und nicht gerundeten Kalkkomponenten, die z. T. aus Kalkareniten der Barcaliente-Formation bestehen, wie z.B. nördlich Rebanal de las Llantas (KOOPMANS, 1962) oder nördlich von Cervera de Pisuerga. Auch hier machen die Ausbildung der Konglomerate und Breccien, der dünnen Sandsteinbänkchen, Tone und Silte und ihr Verhältnis zueinander die Ablagerung in submarinen Sedimentfächern wahrscheinlich (NARDIN & al.,1979; RUPKE, 1978, 1977; WALKER, 1978, 1975; NELSON & NILSEN, 1974; WALKER & MUTTI, 1973;s.Abb.24,S.130).

5.3.2 Der Nordrand des Riaño-Cervera-Troges

Sedimente vom Nordrand des Riaño-Cervera-Troges sind von Vegacerneja im Nordwesten bis Santibañez de Resoba im Südosten immer wieder aufgeschlossen. Allerdings handelt es sich um unterschiedliche Faziesbereiche, wobei auch der Wechsel von einem Faziesbereich zu einem anderen beobachtet werden kann (s.S.123).

Sedimentlieferant ist die Carrión-Schwelle auf der zunächst die namurischen Sedimente, also der Flachwasserkalk-Schutt, im Folgenden aber auch Gesteine des Unterkarbons und Oberdevons, also Knollenkalke und quarzitische Sandsteine abgetragen und in den Riaño-Cervera-Trog transportiert werden (s.Abb.24,S.130).

5.3.2.1 Die Cervera-Formation nordwestlich von Los Espejos de la Reina

Auch die hier aufgeschlossenen Sedimente wurden wahrscheinlich in einem Bereich des Troges abgelagert, der sich am Fuße des Südhanges der Carrión-Schwelle befand (WALKER, 1978; NELSON & NILSEN, 1974; WALKER & MUTTI,

Abb.18a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb.18b und 18c

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk(Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk(Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

Bohrgänge

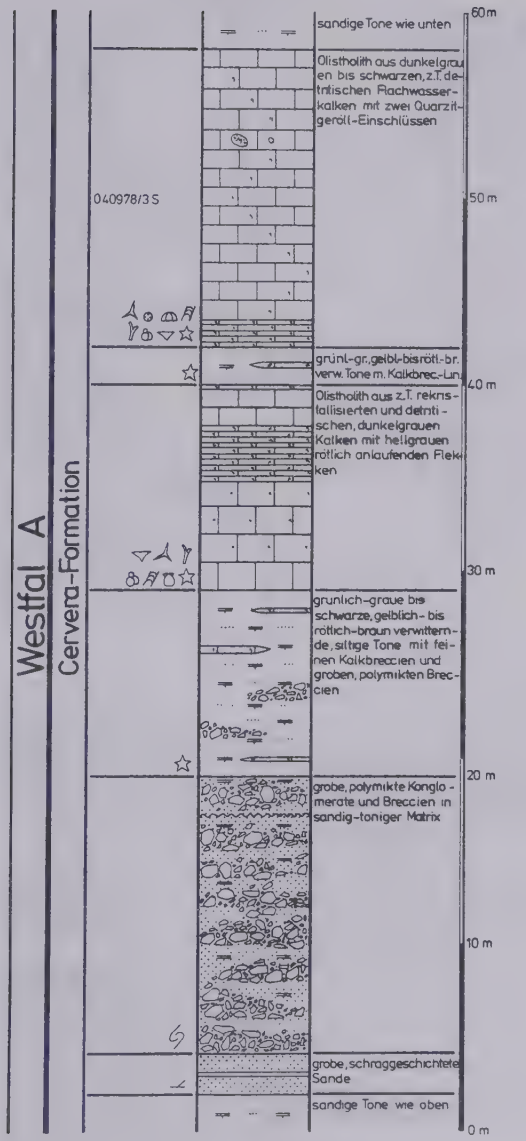
Pflanzenreste

LOS ESPEJOS

Abb.18b

Profil "Los Espejos I"

(Legende s.S.106)
(s.auch S. 55 u. Abb. 19c, S. 112)

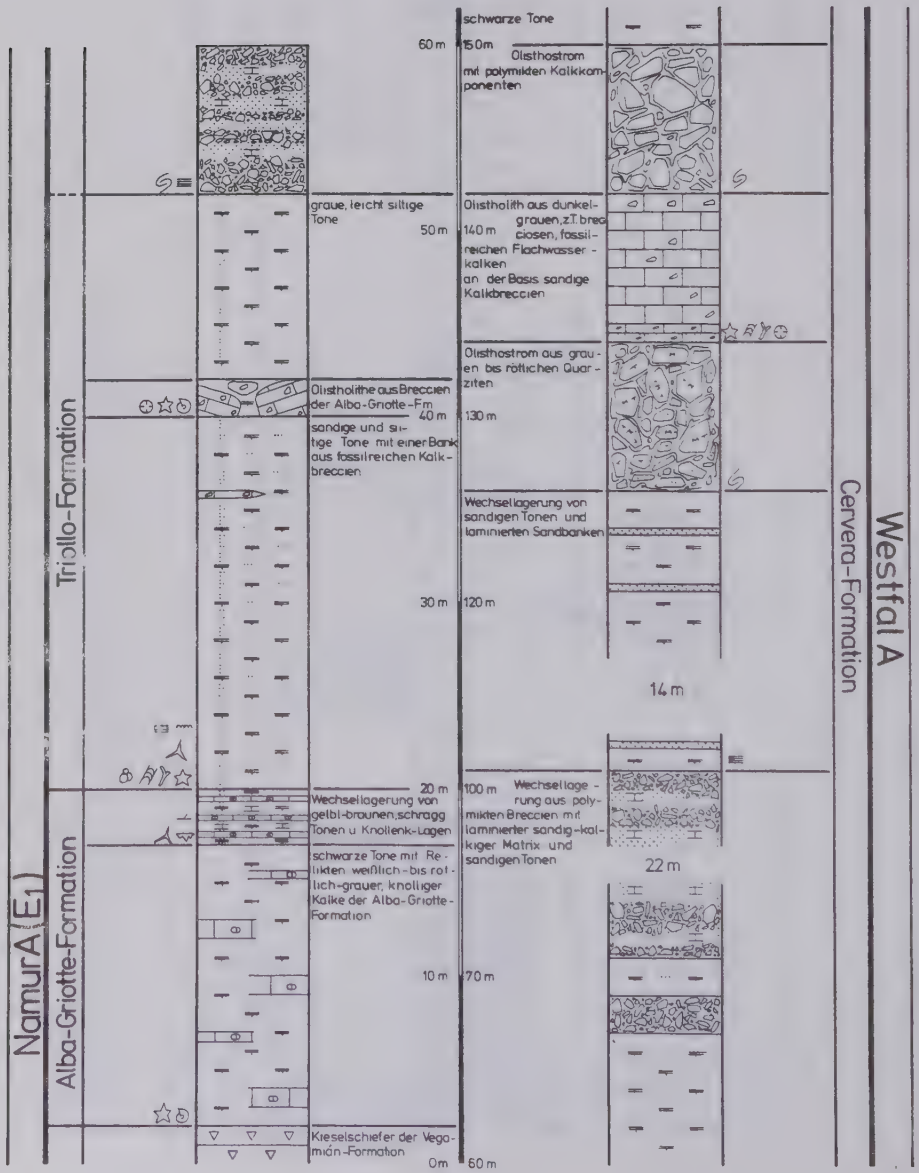


LOS ESPEJOS

Abb.18c

Profil "Los Espejos II"

(Legende s.S.106)
(s.Abb.19c,S.112)



1973). Die in Rinnen in bunter Folge sedimentierten polymikten Konglomerate und Breccien, Olistholithe und unreifen Sandsteine liegen in z.T. siltigen Tonen (s.Abb. 18,S.106-108;Abb.19,S.110-112;Abb.25,S.135).

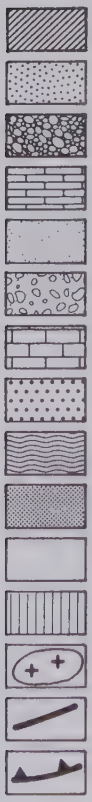
Die Komponenten der Konglomerate und Breccien bestehen aus Quarziten, grauen und dunkelgrauen Kalken, Cephalopodenkalken der Alba-Griotte-Formation und Crinoiden-Schutt-Kalken. Die Quarzite sind immer gut gerundet, während der Rundungsgrad der Kalke von angular bis gut gerundet reicht (s.Taf.IX,5). Mit eingearbeitet in diese Konglomerate und Breccien sind stark zerquetschte Tone, die zusammen mit sehr groben Sandsteinen, die kalkige Partikel enthalten können, den Platz zwischen den größeren Komponenten ausfüllen.

Andere, sehr grobe Breccien haben mittlere Komponenten-Durchmesser von 50 bis 100 cm. Die Komponenten sind nicht gerundet und entweder in groben Sandstein oder Tone gebettet. Sie bestehen zum einen aus hellgrauen, z.T. brecciösen, oft rötlich anlaufenden quarzitischen Sandsteinen, zum anderen aus verschiedenen Kalken, wie z.B. Knollenkalken der Alba-Griotte-Formation, aufgearbeiteten Griotte-Breccien und schwarzen, feinen Kalken.

Die Olistholithe sind sehr viel größer, oft mehrere 1000 m^3 und werden dann nur noch selten in den Rinnen transportiert. Sie bestehen vor allem aus typischen Flachwasser-Kalken oder aus Flachwasserkalk-Breccien, darunter äußerst fossilreiche Gesteine mit Algen, Korallen, Bryozoen, Brachiopoden, Mollusken, Foraminiferen und Echinodermen (s. Abb. 18b,S.107;Taf.X,1).

Die schlecht sortierten Sandsteine sind nur in den Rinnen zu finden, wo ihre oft starke Schrägschichtung eine Transportrichtung von Norden anzeigt. Ausserhalb der Rinnen sind Sandsteine äußerst selten. Es handelt sich dabei im feinere, meist laminierte, dünne Sandsteinbänkchen,

Abb.19a LEGENDE zu den Übersichtskarten



Picos de Europa

Beckenfazies des Westfal B - Stefan

Quarzitkonglomerate des Westfal A/B

Flachwasserkalke des Westfal A

Becken-u. Slope-Fazies des Namur A bis Westfal A

polymikte Breccien der Becken-u. Slope-Fazies

Flachwasserkalk-Fazies des Namur A bis Westfal A

Becken-Fazies der Brezo-Zone, Namur A bis Westfal A

Alba-Griotte-Fazies, Namur A (E_1)

Becken-Fazies des Unterkarbon (Palentiner Becken)

Devon-Fazies des Palentiner Beckens

Devon-Fazies der Brezo-Zone

Intrusiva

Störungen

Überschiebungen

LEGENDE zu den Säulenprofilen auf Abb.19c

Abb.19b

Curavacas-Formation

- Quarzitkonglomerat
- Konglomeratschutt

Cervera-Formation

- Sandstein
- Sandsteinlinse (Rinnenfüllung)
- konglomeratischer Sandstein
- sandiger Ton
- polymikte Breccie
- Linse aus detritischem Kalk
- sandige Kalkbreccie
- Olisthostrom, sandige u. kalkige Kompon.
- Olistholith, hier Korallenkalk

Triollo-Formation

- sandiger Ton

- Kalke der Resoba-Folge
- detritischer Kalk
- teilweise brecciöser Kalk
- Kalkbreccie
- sandiger Kalk
- Kalkolistholith
- Olistholith, hier: Knollenkalke d. Alba-Griotte-Fm.

- Santibañez-Formation (Flachw.-Kalk)
- Alba-Griotte-Formation (Knollenkalk)
- Vegamián-Formation (Kieselschiefer)
- Vidrieros-Formation (Knollenkalk)

- Intrusiva, Sills
- Diskordanz
- Störung

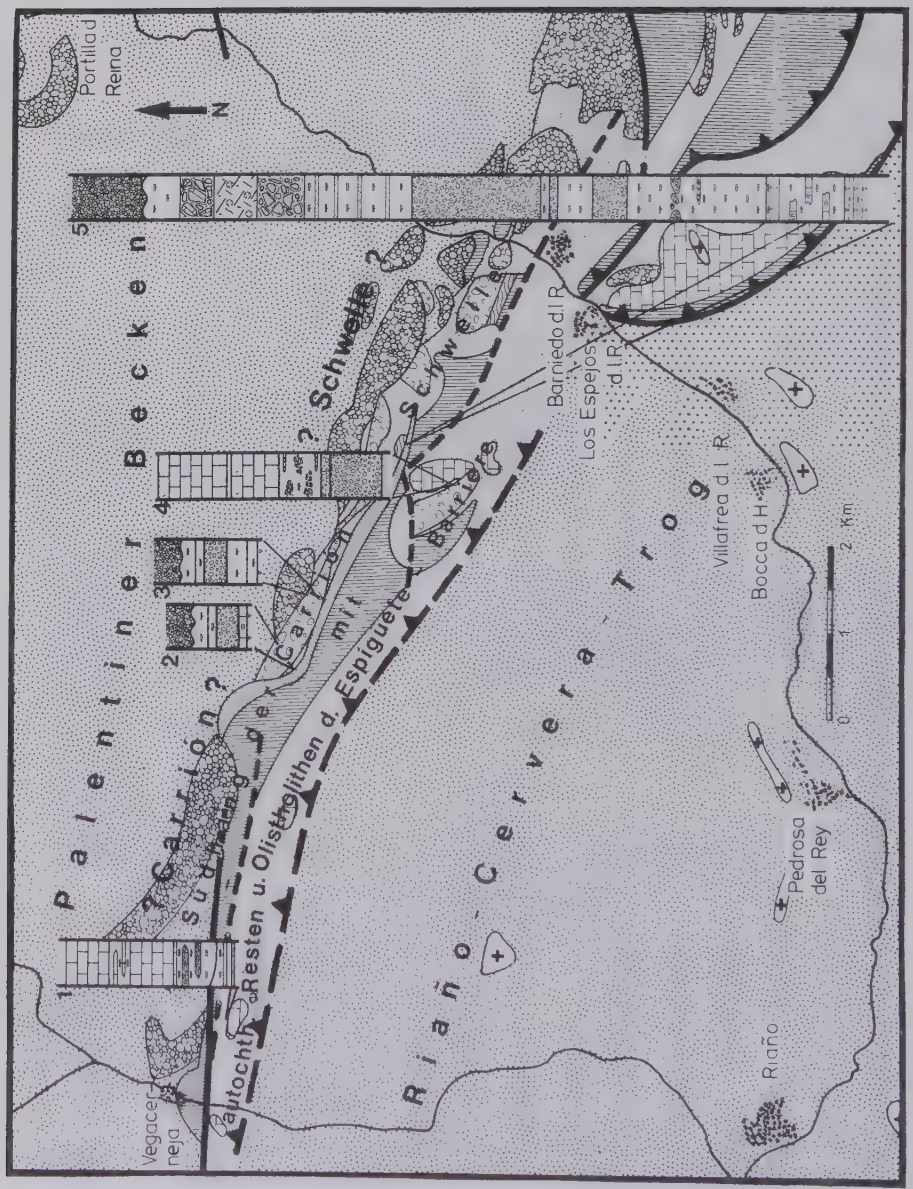


Abb.19c: Übersichtskarte des südwestlichen Arbeitsgebietes mit Profilen; 1 = PEÑOLA I; 2 = LOS ESPEJOS IV; 3 = LOS ESPEJOS III; 4 = LOS ESPEJOS I; 5 = LOS ESPEJOS II; Legende s.S.110 u. 111

deren Wechsellagerung aus mehr und weniger tonreichen Sanden zu "load"- und "ball and pillow"- ähnlichen Strukturen im Millimeterbereich führen.

Der zu diesen Sedimenten gehörige Schwellenbereich ist heute nicht mehr aufgeschlossen und liegt im Norden wahrscheinlich unter Sedimenten des Westfal B und C.

5.3.2.2 Die Cervera-Formation im Valdetriollo, nordwestlich von Triollo

Die im Váldetriollo anstehende Abfolge des Westfal A kann als "Slope"-Sedimentation bezeichnet werden(COOK, 1979; COOK & TAYLOR, 1977; WALKER & MUTTI, 1973; STANLEY & UNRUG, 1972). Hier ist also ein Teil des Südhanges der Carrión-Schwelle aufgeschlossen. Dabei bieten die zum Hangenden immer gröber werdenden Sedimente das Bild eines sich versteilenden bzw. vorbauenden Hanges (s.Abb.25,S.135).

Während die ersten wieder aufgearbeiteten Flachwasserkalk-Breccien den langsamen Übergang der Nordflanke der Espigüete-Barriere zum Südhang der Carrión-Schwelle dokumentieren (s.S.61), markieren die konglomeratischen Sande, die nun über diesem ersten resedimentierten Flachwasserkalk-Detritus in die Tone der Hintergrundsedimentation geschüttet werden, das Ende dieses Übergangsstadiums und den Beginn der chaotischen Sedimentation am Südhang der Carrión-Schwelle (s,Abb.9b,S.63).

Neben den immer wieder anstehenden konglomeratischen Sanden bestimmen grobe "Debris-Flows" das Bild in den unteren Zweidritteln des aufgeschlossenen Profils. Mehrere Arten von "Debris-Flows" können unterschieden werden. Zum einen sind es polymikte Konglomerate,deren Matrix meist aus Sand oder sandigem Kalk gebildet wird. Die gut gerundeten Komponenten bestehen aus Knollenkalken der Alba-

Abb. 20a

LEGENDE zu dem Säulenprofil Abb. 20b

Kalk

feine Kalkbreccie

grobe Kalkbreccie

Flachwasserkalk

rekristallisierter Kalk

Knollenkalk (Alba-Griotte-Fm.)

Knollenkalk (Vidrieros-Fm.)

massiger Kalk

Ton

Mergel

Sandstein

quarzitischer Sandstein

Lamination

Gradierung

Schrägschichtung

Rippelmarken

Slump

Sohlmarken

gestörte Abfolge

stark gestörte Abfolge

Staffelbrüche

Diskordanz

Crinoiden

Algen

Gastropoden

Korallen

Brachiopoden

Goniatiten

Foraminiferen

Ostrakoden

Conodonten

Bryozen

Seeigel

Schwammnadeln

Trilobiten

Bohrgänge

Pflanzenreste

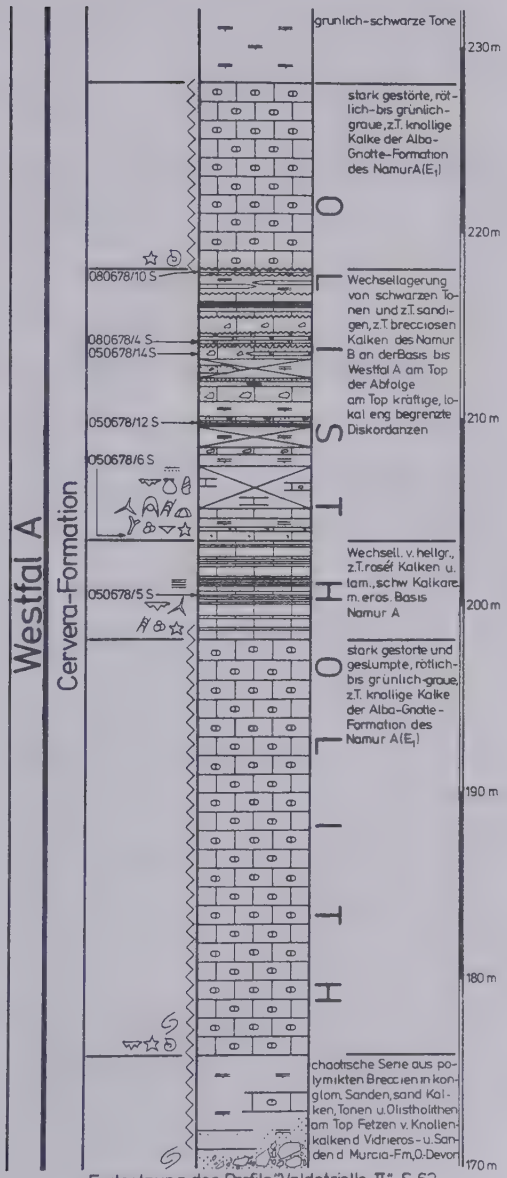
VALDETRIOLLO

Abb. 20b

Profil "Valdetriollo I"

(Legende s. S. 114)

(s. auch: S. 88-92, 94-95 u. Abb. 21c, S. 119)



Fortsetzung des Profils "Valdetriollo II", S. 63

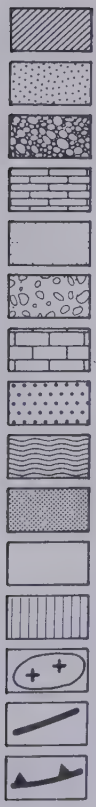
Griotte-Formation, Crinoidenkalken, dunklen, gelblich-grau verwitternden, z.T. laminierten Kalken, schwarzen Kieselschiefern und quarzitischen Sanden, die allerdings schlecht bis nicht gerundet sind. Die Komponenten sind schlecht sortiert, haben Durchmesser von wenigen Millimetern bis 60 cm und sind eingeregelt.

Als zweites treten gänzlich unsortierte, ungeregelte "Debris-Flows" auf, deren Komponenten aus den gleichen Gesteinen bestehen, wie sie für die polymikten Konglomerate beschrieben wurden. Es kommen jedoch noch aufgearbeitete Kalkbreccien hinzu, deren eigene Komponenten überwiegend aus Knollenkalken der Alba-Griotte-Formation und Crinoidenkalken gebildet werden. Die Komponenten sind nicht gerundet und im Durchschnitt 10 bis 20 cm groß. Die Matrix ist kalkig mit seltenen sandigen Einschaltungen (Taf.IX,3-4).

Zwei weitere Breccienarten sind nur als kleinere , oft stark verfaltete Olistholithe zu finden. Es handelt sich um mehr monomikte Breccien. Auch hier sind die Komponenten gänzlich unsortiert, ungeregelt und nicht gerundet. Die Matrix wird aus grauem Kalk gebildet. Die Komponenten der einen Breccienart scheinen ganz aus Knollen- und Cephalopodenkalken der Alba-Griotte-Formation zu bestehen, die der anderen aus dunkelgrau verwitternden, dunkelgrauen, fossilreichen Kalken. Die Komponenten der Knollenkalk-Breccien werden 10 bis 20 cm groß, während die aus den dunkelgrauen Kalken im allgemeinen etwas kleiner werden: ihre Größe beträgt 5 bis 10 cm. Andere Olistholithe - oft einige 100 cm^3 groß - bestehen ganz aus Flachwasserkalken mit Korallen, Algen, Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten, Crinoiden etc. Diese Flachwasserkalkreste stammen wohl von Kalkkörpern, die sich zeitweise auf der noch jungen Carrión-Schwelle haben bilden können (s.S.70).

Die Olistholithe werden zum Hangenden der Abfolge immer häufiger. Den Abschluß des aufgeschlossenen Profils im

Abb. 21a LEGENDE zu den Übersichtskarten



Picos de Europa

Beckenfazies des Westfal B - Stefan

Quarzitkonglomerate des Westfal A/B

Flachwasserkalke des Westfal A

Becken- u. Slope-Fazies des Namur A bis Westfal A

polymikte Breccien der Becken- u. Slope-Fazies

Flachwasserkalk-Fazies des Namur A bis Westfal A

Becken-Fazies der Brezo-Zone, Namur A bis Westfal A

Alba-Griotte-Fazies, Namur A (E_1)

Becken-Fazies des Unterkarbon (Palentiner Becken)

Devon-Fazies des Palentiner Beckens

Devon-Fazies der Brezo-Zone

Intrusiva

Störungen

Überschiebungen

LEGENDE zu den Säulenprofilen auf Abb. 21b Abb. 21c

Curavacas-Formation

- Quarzitkonglomerat
- Konglomeratschutt

Cervera-Formation

- Sandstein
- Sandsteinlinse (Rinnenfüllung)
- konglomeratischer Sandstein
- sandiger Ton
- polymikte Breccie
- Linse aus detritischem Kalk
- sandige Kalkbreccie
- Olisthostrom, sandige u. kalkige Kompon.
- Olistholith, hier Korallenkalk

Triollo-Formation

- sandiger Ton
- Kalke der Resoba-Folge
- detritischer Kalk
- teilweise brecciöser Kalk
- Kalkbreccie
- sandiger Kalk
- Kalkolistholith
- Olistholith, hier: Knollenkalke d. Alba-Griotte-Fm.

- Santibañez-Formation (Flachw.-Kalk)
- Alba-Griotte-Formation (Knollenkalk)
- Vegamián-Formation (Kieselschiefer)
- Vidrieros-Formation (Knollenkalk)

- Intrusiva, Sills
- Diskordanz
- Störung

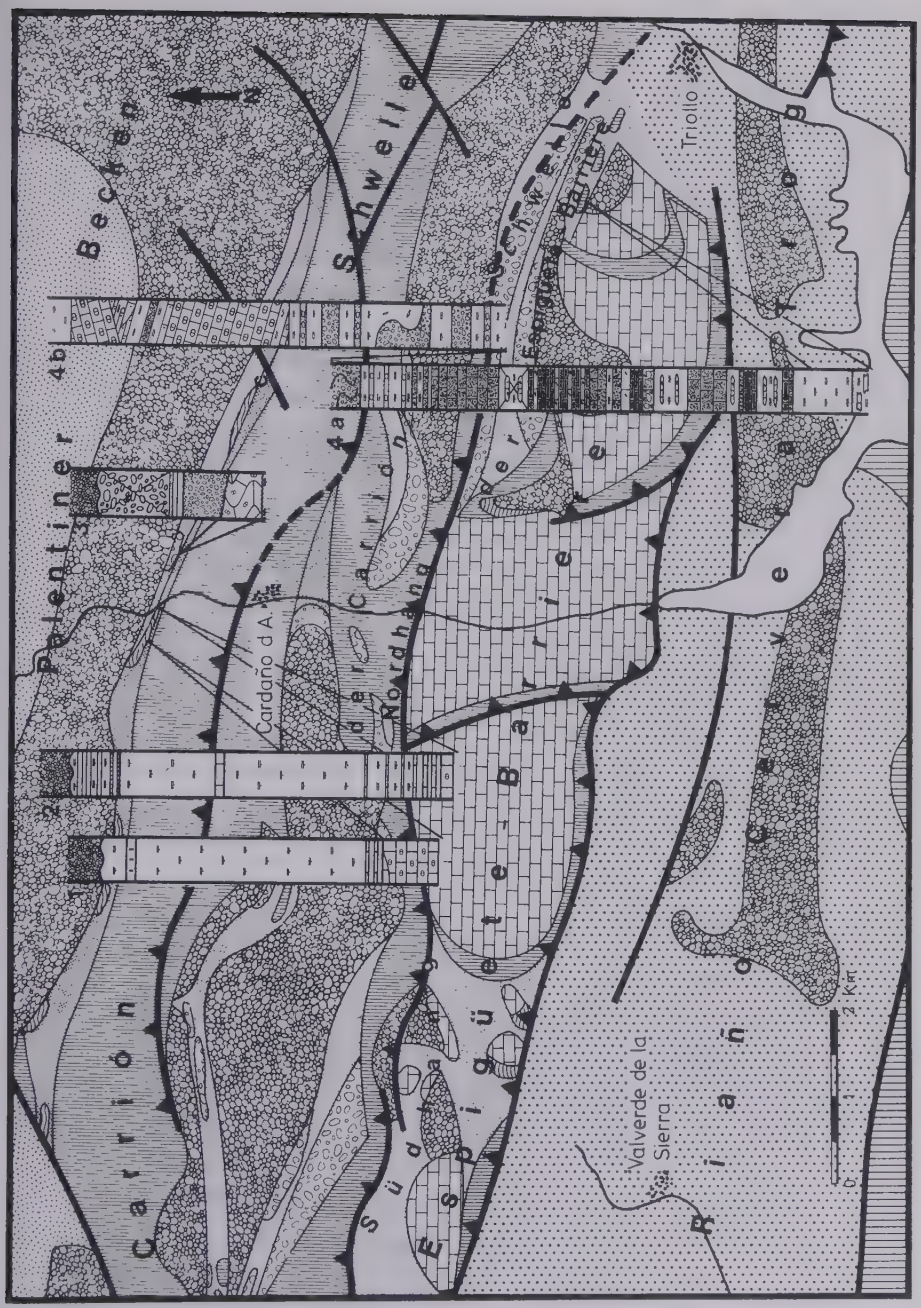


Abb.21c: Übersichtskarte des zentralen südlichen Arbeitsgebietes mit Profilen; 1 = CARDAÑO DE ARRIBA I; 2 = CARDAÑO DE ARRIBA II; 3 = CARDAÑO DE ARRIBA III; 4a = VALDETRIOLLO II; 4b = VALDETRIOLLO I; Legenden s.S.117 u. 118

Valdetriollo bildet ein Horizont riesiger Olistholithe, die hauptsächlich aus stark verfalteten, aufeinandergeschobenen und in sich gänzlich zerbrochenen Kalken der Alba-Griotte-Formation bestehen (s.Abb.20b,S.115;Taf.X,2). Die Tatsache, daß sich im Liegenden dieser Griotte-Olistholithe, in stratigraphisch korrekter Reihenfolge, ebenso verfaltete Reste von schwarzen, z.T. kieseligen Tonen, Knollenkalken der Vidrieros-Formation und Fetzen von kieseligen Sandsteinen der Murcia-Formation befinden, läßt den Schluß zu, daß es sich hierbei um großformatige Rutschkörper handelt. Die Gesteine lagen ursprünglich aller Wahrscheinlichkeit nach im Bereich des oberen Hanges der Carrión-Schwelle, wo die Sedimente des Namur an der Wende Namur/Westfal und im Westfal A bis hinunter auf die Knollenkalke der Alba-Griotte-Formation abgetragen wurden, sodaß sich polymikte Breccien, kalkige Sande und Tone des unteren Westfal A diskordant direkt auf die Knollenkalke legen konnten (s.Abb.20b,S.115;Abb.21,S.117-119;Taf.IX,1). Durch die zunehmende Versteilung bei der anhaltenden Hebung der Carrión-Schwelle in diesem Bereich, scheren die 50 bis 60 m mächtigen Schichtpakete an der Basis der Murcia-Sandsteine ab und rutschen, inclusive ihrer jungen Deckschichten, nach Süden den "Slope" hinunter, wobei sie intensiv verfaltet und zerstört werden.

Der "Slope"-Bereich wurde später über die Abfolge der Cervera-Formation geschoben, welche sich im Westfal A auf die Flachwasserkalke der alten Espigüete-Barriere legt. Sie besteht aus dünngebankten Sanden, Quarzitkonglomeraten und z.T. siltigen Tonen und gehört einem sehr viel distaleren Sedimentations-bereich an, als die grobklastischen Sedimente und Rutschmassen am Südhang der Carrión-Schwelle.

5.3.2.3 Die Cervera-Formation nördlich von Santibañez de Resoba

Nördlich von Santibañez de Resoba liegen, durch eine Störung getrennt, zwei verschiedene Faziesbereiche der Cervera-Formation übereinander. Auf die Flachwasserkalke der Espigüete-Barriere legen sich mit diskordantem Kontakt in der Hauptsache schwarze, tonige Sedimente, in die sich nur hin und wieder dünne, z.T. laminierte Sandbänkchen einschalten (s.Abb.6b,S.44).

Charakteristisch für diese Abfolge ist jedoch der grobe, polymikte "Debris-Flow", der sich linsenartig in die Tone einschneidet. Diese mächtige Rutschmasse besteht aus Quarzitgeröllen, Sandsteinblöcken sowie hell- und dunkelgrauen Kalkkomponenten. Nur die bei weitem dominierenden Quarzitgerölle sind sehr gut gerundet. Alle anderen Komponenten weisen eine nur mäßige bis sehr schlechte Rundung auf. Die Rutschmasse ist nicht sortiert, die Größe der Komponenten schwankt zwischen wenigen Kubikzentimetern und,im Extremfall, 20 m^3. Die Matrix dieses "Debris-Flows" besteht aus schwarzen bis braunschwarzen Tonen (Taf.IX,6).

Wahrscheinlich sind diese Sedimente direkt am Fuße des Südhanges der Carrión-Schwelle abgelagert worden. In diesen Bereichen geht das haupsächliche Sedimentationsgeschehen in Form von groben unsortierten Massenbewegungen in tiefen Rinnen vor sich, während die Bereiche ausserhalb der Rinne weitgehend unberührt bleiben. Dort wird die tonige Beckensedimentation nur durch wenige Suspensionsströme unterbrochen, die gelegentlich über den Rand der Rinne treten und, zur Ruhe gekommen, zu dünnen, laminierten Sandbänkchen aus der Suspension ausfallen (WALKER, 1978, 1975; NELSON & NILSEN, 1974; WALKER & MUTTI, 1973).

Während der Ablagerung dieser Sedimente spielen sich intensive tektonische Bewegungen ab. Kräftige Einengungsbe-

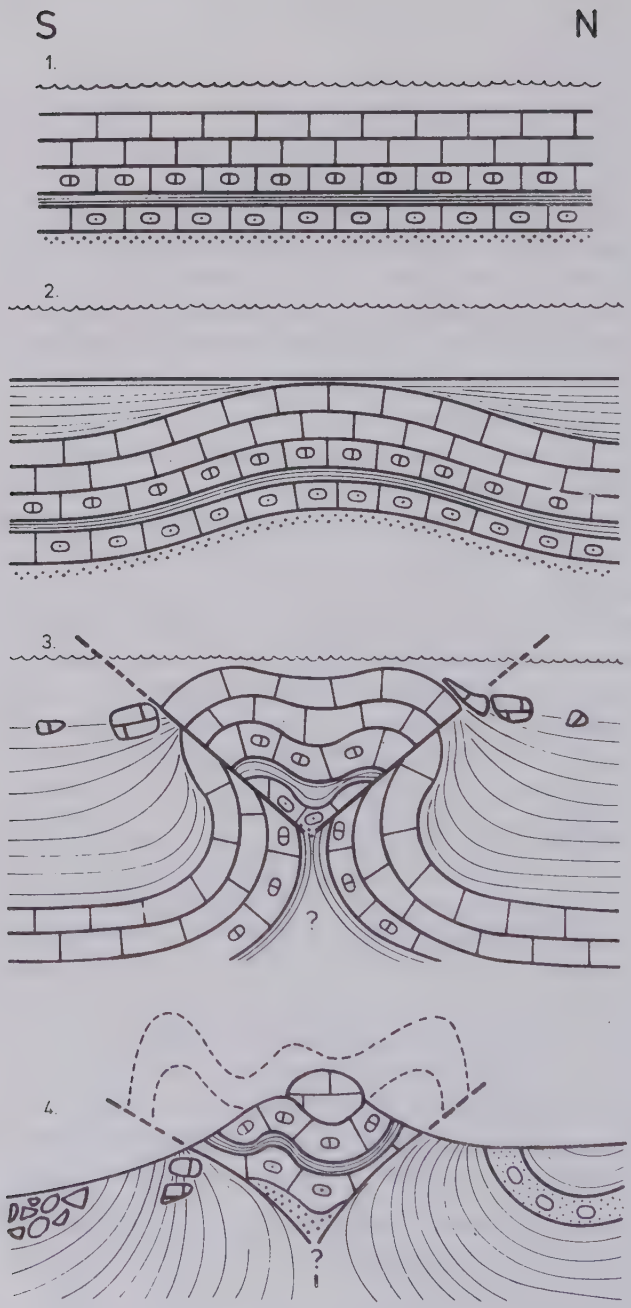


Abb.22: Schematisierte Entwicklung der Pilzsattelstruktur nördlich Santibanez de Resoba. Legende s.S.118

wegungen führen im Norden von Santibañez zu einer länglichen, Nordwest-Südost-verlaufenden, kompliziert und engräumig gefalteten Sattelstruktur, in der oberdevonische und karbonische Schichtglieder auftauchen. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich hierbei um einen "Pilzsattel". Eine Struktur dieser Art entsteht bei starker horizontaler Einengung, wenn sich der Sattelkern nicht weiter zusammenpressen läßt und dann nach oben, also in die Richtung des geringsten Widerstandes, ausweicht. Nördlich von Santibañez entstand so eine diapirartige Struktur, welche die noch jungen Sedimente im Hangenden durchstieß, was sich durch groben Detritus in den Tonen der Cervera-Formation in unmittelbarer Nähe des Pilzsattels nachweisen läßt (s.Abb.22,S.122). Voraussetzung für diese Art der Tektonik sind inkompetente Gesteine im Sattelkern (DE SITTER, 1956), wie sie im Falle des Pilzsattels nördlich von Santibañez mit den Knollenkalken und Tonen der Vidrieros-, Vegamián- und Alba-Griotte-Formationen gegeben sind. Teilweise ist die Verbindung zu den tieferen Sattelflanken abgerissen (s.Abb.26b,S.142,oberes Profil).

Im Norden grenzt diese Pilzsattel-Struktur gegen eine Nordwest-Südost-streichende Störung, nördlich der eine Abfolge beginnt, die vor allem aus Silten und groben, z.T. konglomeratischen Sanden besteht (s.Abb.25,S.135). Tone sind nicht sehr häufig. Bei den Sanden handelt es sich um Subgrauwacken, die an ihrer Basis Ton- und Siltgerölle aufweisen können. Die häufig auftretenden Konglomeratlinsen oder -lagen bestehen überwiegend aus quarzitischen Geröllen (s.Taf.X,5). Nur wenige Kalkgerölle konnten gefunden werden. Eine Ausnahme bildet eine mächtige Linse konglomeratischen Sandsteins, die eine "Gradierung" von mehr quarzitischen Geröllen im Liegenden zu überwiegend kalkigen im Hangenden zeigt.

Die Subgrauwacken sind häufig gradiert, werden bis zu 2.5 m mächtig und keilen zu den Seiten hin rasch aus. Es

konnten "thinning-" und "fining-upwards"-Zyklen in den groben Sanden beobachtet werden.

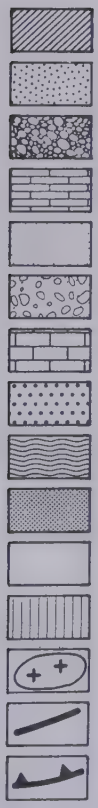
Diese Linsen aus z.T. konglomeratischen Subgrauwacken schneiden sich mit erosiv-diskordantem Kontakt in eine Wechsellagerung aus dünnen, laminierten Sandbänken und Silten. In diesen Sedimenten sind neben Rippelmarken und Schrägschichtung auch kleinere Slumps und andere synsedimentäre Rutschungsphänomene häufig (Taf.XI,1-2).

Transportmechanismen sowohl der Subgrauwacken als auch der feineren Sande und Silte dürften vor allem "Liquified Flows" und Turbiditströme gewesen sein (NARDIN & al., 1979; WALKER, 1978; NELSON & NILSEN, 1974). Fossilien sind in dieser Abfolge äußerst selten. Die groben Sande enthalten Pflanzenhäksel, die dünnbankigen, laminierten Sande und Silte Freßspuren (s.Taf.XII,1 u.3).

Ähnliche Abfolgen, wie die oben beschriebene, schildern WALKER (1978, 1975), NELSON & NILSEN (1974) und WALKER & MUTTI (1973) aus den mittleren Bereichen submariner Sedimentfächer. Dort werden gradierte und konglomeratische Subgrauwacken in flachen Rinnen sedimentiert. Diese wechseln häufig ihre Richtung und können sich dann mit erosiv-diskordantem Kontakt in die Wechsellagerung aus dünnbankigen, laminierten Sanden mit Silten und Tonen, die zwischen den Rinnen abgelagert werden, einschneiden.

Der Wechsel der Faziesbereiche von proximalen Verhältnissen zu mehr distalen im Hangenden, zeigt ein Zurückweichen des Liefergebietes nach Norden. Dieser Effekt wird nördlich von Santibañez wohl durch die ständige Absenkung des Bereiches der alten Espigüete-Barriere erreicht. Gebiete, die an der Wende Namur/Westfal noch Teile des unteren "Slope" waren, werden während des Westfal A sukzessiv in den nordöstlichen Riaño-Cervera-Trog eingegliedert. Das Liefergebiet wird auf diese Weise nach Norden zurückverlegt.

Abb.23a LEGENDE zu den Übersichtskarten



Picos de Europa

Beckenfazies des Westfal B - Stefan

Quarzitkonglomerate des Westfal A/B

Flachwasserkalke des Westfal A

Becken-u. Slope-Fazies des Namur A bis Westfal A

polymikte Breccien der Becken-u. Slope-Fazies

Flachwasserkalk-Fazies des Namur A bis Westfal A

Becken-Fazies der Brezo-Zone, Namur A bis Westfal A

Alba-Griotte-Fazies, Namur A (E_1)

Becken-Fazies des Unterkarbon (Palentiner Becken)

Devon-Fazies des Palentiner Beckens

Devon-Fazies der Brezo-Zone

Intrusiva

Störungen

Überschiebungen

LEGENDE zu den Säulenprofilen auf Abb.23c

Abb.23b

Curavacas-Formation

- Quarzitkonglomerat
- Konglomeratschutt

Cervera-Formation

- Sandstein
- Sandsteinlinse(Rinnenfüllung)
- konglomeratischer Sandstein
- sandiger Ton
- polymikte Breccie
- Linse aus detritischem Kalk
- sandige Kalkbreccie
- Olisthostrom, sandige u. kalkige Kompon.
- Olistholith, hier Korallenkalk

Triollo-Formation

- sandiger Ton

- Kalke der Resoba-Folge
- detritischer Kalk
- teilweise brecciöser Kalk
- Kalkbreccie
- sandiger Kalk
- Kalkolistholith
- Olistholith, hier: Knollenkalke d. Alba-Griotte-Fm.

- Santibañez-Formation (Flachw.-Kalk)
- Alba-Griotte-Formation (Knollenkalk)
- Vegamián-Formation (Kieselschiefer)
- Vidrieros-Formation (Knollenkalk)

- Intrusiva, Sills
- Diskordanz
- Störung

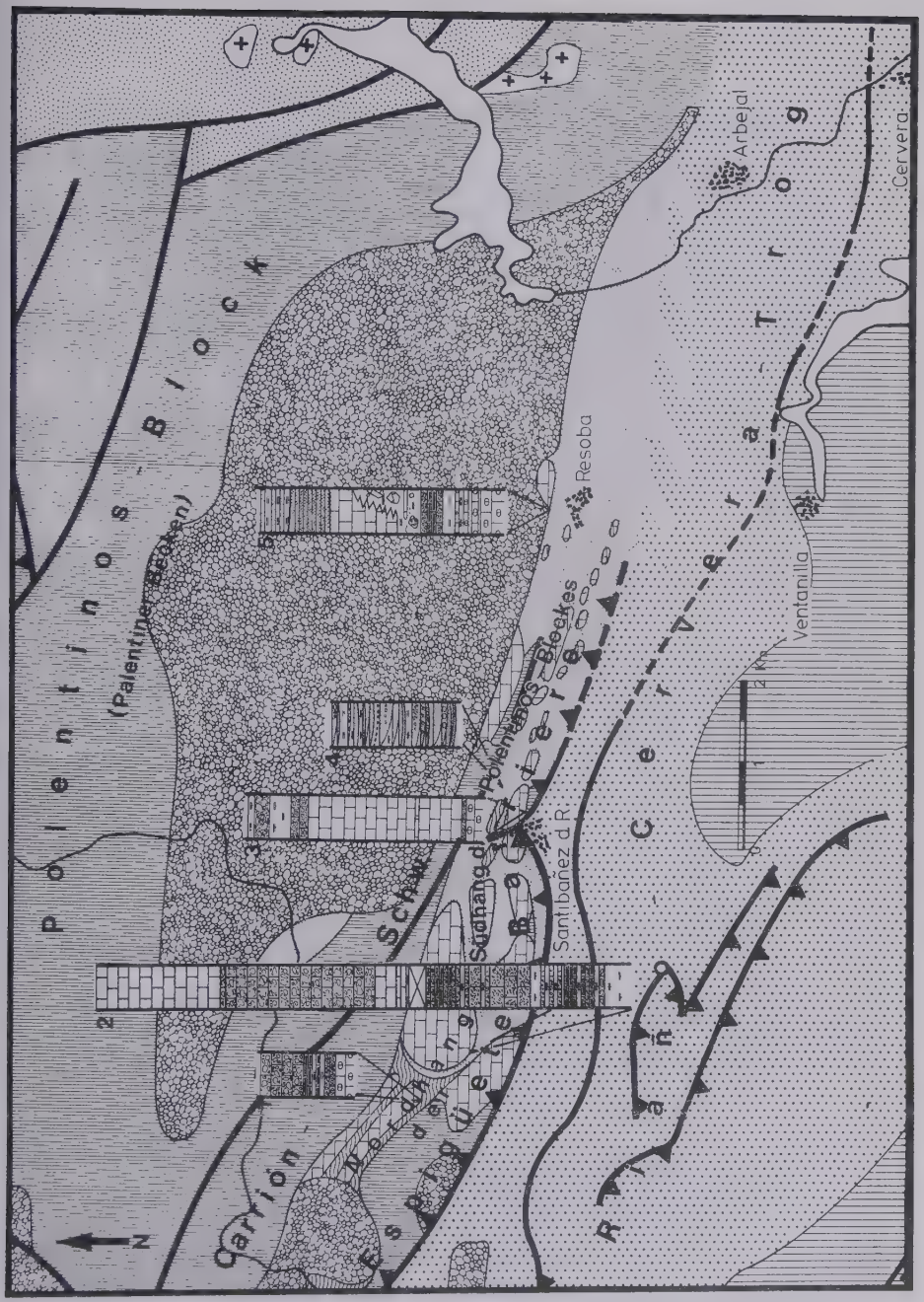


Abb. 23c: Übersichtskarte des südöstlichen Arbeitsgebietes mit Profilen; 1 =SANTA LUCIA II; 2 = SANTA LUCIA IV; 3 = SANTIBAÑEZ I; 4 = SANTBAÑEZ II; 5 = RESOBA; Legenden s.S.125 u.126

5.3.3 Der zentrale Riaño-Cervera-Trog

Bei den Sedimenten im zentralen Bereich des Riaño-Cervera-Troges handelt es sich um turbiditische Serien. Sie sind heute hauptsächlich im Süden der Flachwasserkalke der Espigüete-Barriere aufgeschlossen, von denen sie nachweisbar mindestens bis zu 2 km überfahren wurden (s.S.140f.). Andere Aufschlußgebiete liegen u.a. östlich des Ruesga-Stausees, wo die Turbidite ausgeprägte "Tool-Marks" an der Basis zeigen und südlich sowie östlich von Resoba (s. Abb.24,S.130), das als Beispiel für diesen Faziesbereich im Folgenden kurz beschrieben werden soll (s.Taf.XI,3-6; Taf.XII,2).

Die Cervera-Formation ist hier als Wechsellagerung turbiditischer Sandsteine mit Tonen ausgebildet. Die Sandsteinbänke sind 5 bis 50 cm dick, haben konstante Mächtigkeiten über große Entfernungen und weisen zum Liegenden einen scharfen Kontakt mit "Flute"- und "Tool-Marks" auf (S.Taf.XI,3 u.6). Sie zeigen unvollständige Bouma-Zyklen. Meist fehlt der gradierte A-Zyklus oder ist nur sehr dünn ausgebildet. Neben diesen BCDE-Zyklen kommen noch BDE- und CDE-Zyklen vor, alle drei charakteristisch für distalere Turbidite (WALKER, 1978; NELSON & NILSEN, 1974; WALKER & MUTTI, 1973; BOUMA, 1962;s.Taf.XII,2).

Die sehr konstanten "Flute"- und "Tool-Marks" geben Transportrichtungen von Südosten bis Nordosten an, gehören also zu den distalen Partien eines Sedimentationsbereiches, der sein Material von dem im Osten angenommenen dritten Liefergebiet bezogen haben könnte (s.S.101).

5.3.4 Der Nordhang der Carrión-Schwelle: die Cervera-Formation nördlich von Cardaño de Arriba

Sedimente der Cervera-Formation auf dem Nordhang der Car-

rión-Schwelle sind etwa 1 km nördlich von Cardaño de Arriba nur unvollständig über der auf S.71 beschriebenen Abfolge der Triollo-Formation aufgeschlossen (s.Abb.5b,S. 33,Profil "Cardaño d.A.II"; Abb.25,S.135).

Sie besteht aus einer Wechsellagerung aus groben, laminierten Sanden mit schwarzen, z.T. siltigen Tonen. Die Mächtigkeiten der Sandbänke werden zum Hangenden größer. Aussagen über die Ablagerungsbedingungen sind auf Grund der fehlenden Aufschlüsse nicht möglich.

Die Abfolge wird von den Konglomeraten der Curavacas-Formation mit einer Diskordanz von mindestens 15° überlagert.

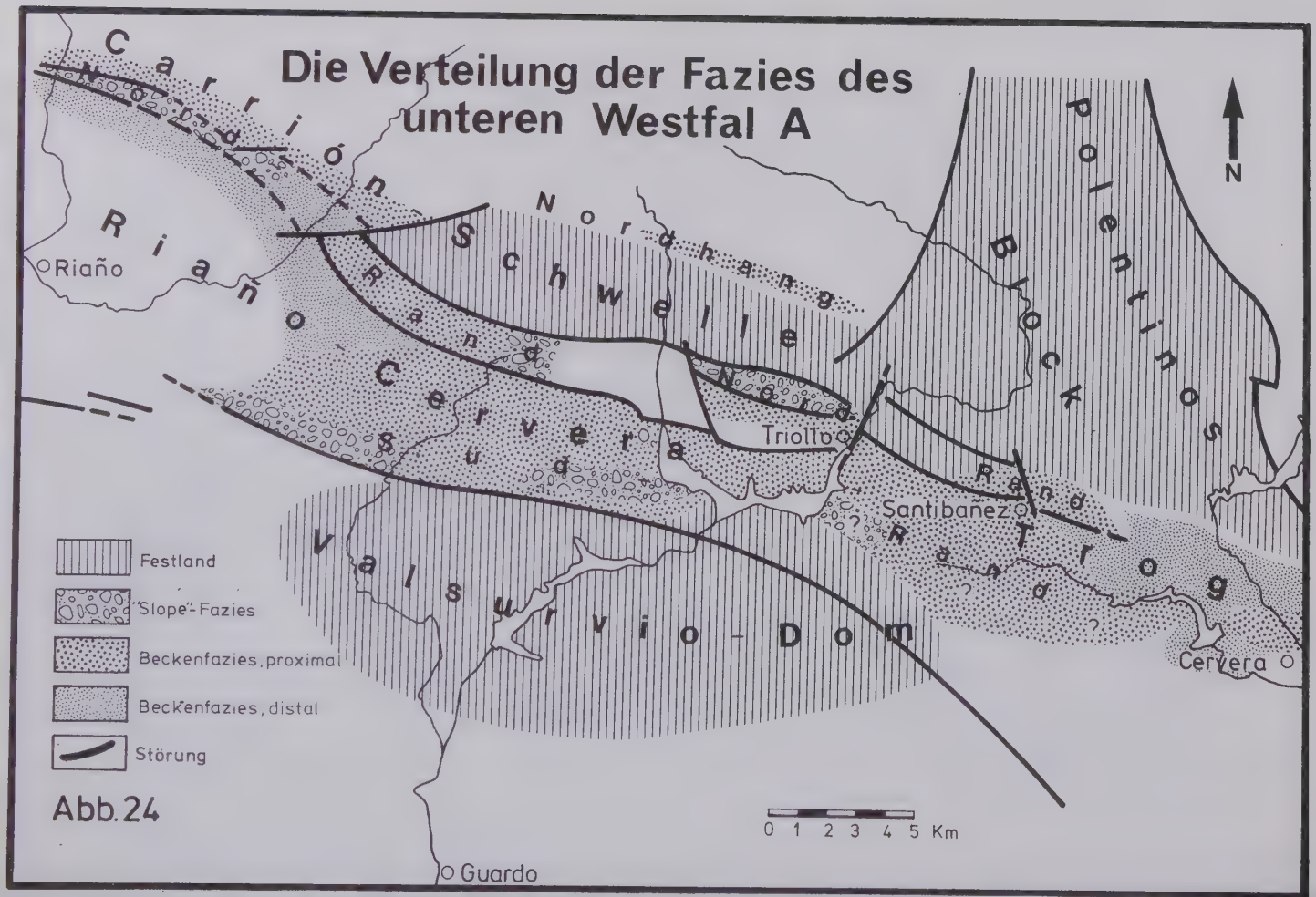

Die Verteilung der Fazies des unteren Westfal A
Carrión
Nordhang
Riaño
Riaño
Schwelle
Nord
Rand
Süd
Cervera
Triollo
Santibañez
Rand
Trog
Valsurvio-Dom
Polentinos
Block
N
Festland
"Slope"-Fazies
Beckenfazies, proximal
Beckenfazies, distal
Störung
0 1 2 3 4 5 Km
Cervera
Guardo

Abb. 24

5.4 Die weitere Entwicklung des südöstlichen Kantabrischen Gebirges im Westfal: Die Sedimente der Yuso-Gruppe

Diskordant über der Cervera-Formation liegen vor allem im nördlichen Teil des bearbeiteten Gebietes die Gesteine der Yuso-Gruppe. Es handelt sich dabei um die konglomeratische Curavacas-Formation, die z.T. turbiditische Lechada/Vañes-Formation und die Flachwasserkalkvorkommen u.a. der Corisa-Formation und der Panda-Folge, die im Nordosten bzw. Nordwesten des hier beschriebenen Areals in den hangenden Partien der Yuso-Gruppe auftreten.

Zwei große Synklinalstrukturen im nördlichen Arbeitsgebiet enthalten die größten Mächtigkeiten dieser vorwiegend klastischen Sedimente. Es sind die Los Cintos-Synklinale im Osten und die weitaus größere Lechada/Curavacas-Synklinale im Westen. Beide Strukturen streichen WNW-ESE und sind in ihrer Anlage bereits westfalisch. An die Lechada/Curavacas-Synklinale schließt sich im Norden, nach einer gestörten Sattel- und Muldenstruktur, eine weitere, ebenfalls WNW-ESE-streichende Antiklinale an, die Vallines-Ledantes-Antikline. Diese geht nach Norden über in die weiten Mulden und Sättel des nördlichen Palentiner Beckens (MAAS, 1974).

5.4.1 Die Curavacas- und die Lechada/Vañes-Formation

Die Konglomerate der Curavacas-Formation liegen diskordant auf Gesteinen des Westfal A (Cervera-Formation) bis hinunter zu solchen des Oberdevons (Lebanza-Formation). Sie werden im obersten Westfal A und im Westfal B geschüttet, sind schlecht sortiert mit überwiegend gut gerundeten Quarzitgeröllen von 2 bis 50 cm Durchmesser (MAAS, 1974; SAVAGE, 1967; VAN VEEN, 1966; FRETS, 1965). Die Matrix wird vor allem aus groben, unsortierten Sanden ge-

bildet (SAVAGE, 1967; DE SITTER & BOSCHMA, 1966; VAN VEEN, 1966; KOOPMANS, 1962).

Im Osten lassen sich für die Curavacas-Konglomerate starke kontinentale Einflüsse nachweisen, die nach Westen, Nordwesten und Norden nachlassen, wo das Milieu immer mariner wird (SAVAGE, 1967; KOOPMANS, 1962). Die Mächtigkeiten der Konglomerate sind im Osten am größten - 500 m (FRETS, 1965) bis 1500 m am Pico Curavacas (SAVAGE, 1967) - und nehmen nach Westen hin ab, dort wo sich die Konglomerate mit der Lechada/Vañes-Formation verzahnen, bzw. im Hangenden in diese übergehen.

Diese Lechada/Vañes-Formation besteht aus einer Vielfalt silikatisch-klastischer Sedimente. Es handelt sich um feine, grobe oder konglomeratische, um gradierte, laminierte, kreuz- oder schräggeschichtete Sande. Die Bankmächtigkeiten schwanken je nach dem zwischen wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Oft kommt es zu typischen turbiditischen Serien und Olisthostromen (RUPKE, 1977; MAAS, 1974; SAVAGE, 1967). Slumps und andere synsedimentären Rutschungserscheinungen sind häufig. Die Ausbildung der Lechada/Vañes-Formation ist der der Cervera-Formation so ähnlich, daß sie im Gelände praktisch nicht zu unterscheiden sind (SAVAGE, 1967; s.S.132). Im Osten entwickeln sich im Westfal D erste Kohlenflöze.

5.4.2 Die Kalkbildungen innerhalb der Yuso-Gruppe

Auch während des oberen Westfals kommt es lokal immer wieder zu Kalkbildungen. Es handelt sich um biogene Flachwasserkalke bzw. um deren klastische Erosionsprodukte. Vor allem im nördlichen Palentiner Becken lassen sie sich oft nur noch über Olistholithe, Breccien und Kalkarenite nachweisen (MAAS, 1974). Die ältesten nachweisbaren Kalk-

komplexe sind die Albas-, Cahorra- und Palanca-Folgen im nördlichen Palentiner Becken, die etwa an die Grenze Westfal B/C zu stellen sind (MAAS, 1974). Die jüngsten sind die Corisa-Formation im Osten und die Panda und Brañas-Folgen im Westen, die ein Alter von Westfal D zeigen (VAN GINKEL, 1965; MAAS, 1974).

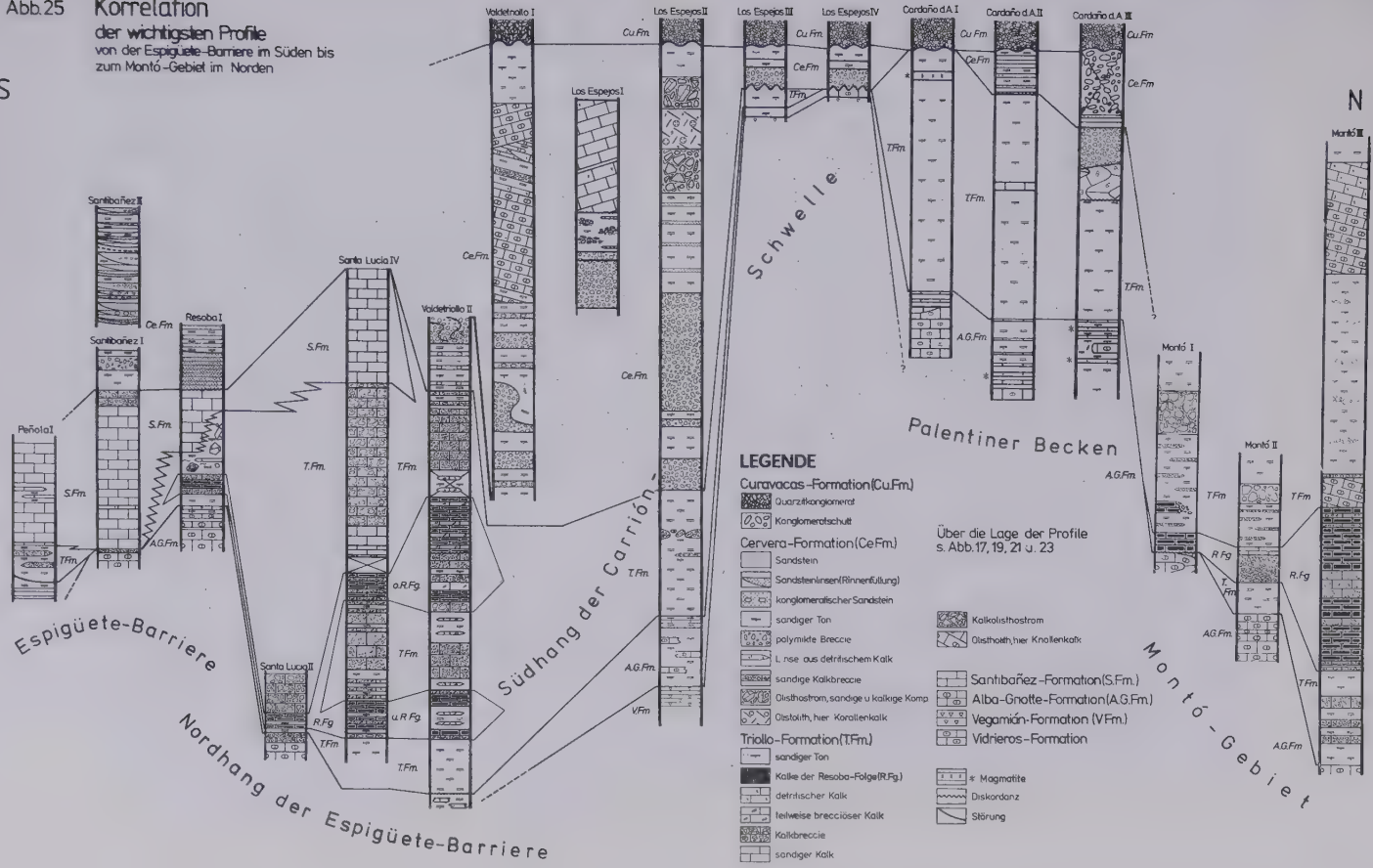
5.4.3 Die geologische Interpretation der Sedimentationsvorgänge im Westfal B/C

Aus den während des Namur und des Westfal A entstandenen schmalen Rücken, wie der Carrión-Schwelle, sind am Ende des Westfal A ausgedehnte Landmassen geworden (s. Polentinos-Block, S.101,140), die als Liefergebiete von groben, klastischen Sedimenten in der Folgezeit aktiv bleiben. Diese Landmassen umgeben sich mit grobem Schutt, in der Regel Konglomerate, der von Flußsystemen herantransportiert, an den Küsten aufgearbeitet wird. Hier entstehen wahrscheinlich die gut gerundeten Curavacas-Konglomerate mit ihren stark terrestrischen Einflüssen (s.S.132). In Richtung Becken kommt es zu "Slope"- und "Fan"-Sedimentation. Hier treten die Konglomerate immer mehr zurück, und die Sedimente der Lechada/Vañes-Formation in ihrer ganzen Vielfalt gewinnen an Bedeutung. RUPKE (1977) weist am Beispiel von Gesteinen der Curavacas- und Lechada/Vañes-Formationen im Nordosten des Palentiner Beckens einen submarinen Sedimentfächer nach, der sein Material von Nordosten bekommen hat, und beschreibt die Entwicklung seiner verschiedenen Faziesbereiche. Ähnliche Vorgänge dürften sich auch im Nordwesten und Westen des Arbeitsgebietes abgespielt haben. Im Westen bleibt die Beckensituation lokal über das Namur und das Westfal bestehen. Hier geht die Cervera-Formation in die Lechada/Vañes-Formation über, ohne daß bei der Ähnlichkeit beider Formationen eine ge-

naue Grenze, geschweige denn eine Diskordanz nachzuweisen wäre (s.S.132).

Im Westfal D bilden sich im Osten des Polentinos-Blockes in zwei großen Synklinen, der Casavegas- und Redondo-Synklinale, erste bauwürdige Kohleflöze (NEDERLOF, 1959; WAGNER, 1955; QUIRING, 1939). Im Stefan A wird die klastische, sehr kohlenreiche Sedimentation fortgesetzt, allerdings mit einer ausgeprägten Diskordanz zum Liegenden. Diese Sedimente greifen nun auch im Süden und Westen des untersuchten Gebietes diskordant auf die Cervera-Formation und die Flachwasserkalke der Brezo-Schwelle über (s.S.27) und bilden heute die Kohlegebiete von Guardo-Castrejon de la Peña im Süden und des Valderrueda-Beckens im Westen. Zusammen mit Barruelo de Santullan (Casavegas- und Redondo-Synklinale) sind dies die drei wichtigsten Kohleregionen des südöstlichen Kantabrischen Gebirges.

Abb. 25 **Korrelation**
der wichtigsten Profile
von der Espigüete-Barriere im Süden bis zum Montó-Gebiet im Norden



LEGENDE

Curavacas-Formation (Cu.Fm.)
- Quarzitkonglomerat
- Konglomeratschutt

Cervera-Formation (Ce.Fm.)
- Sandstein
- Sandsteinlinsen (Rinnenfüllung)
- konglomeratischer Sandstein
- sandiger Ton
- polymikte Breccie
- i. nse aus detritischem Kalk
- sandige Kalkbreccie
- Olisthostrom, sandige u kalkige Komp
- Olistolith, hier Korallenkalk

Triollo-Formation (T.Fm.)
- sandiger Ton
- Kalke der Resoba-Folge (R.Fg.)
- detritischer Kalk
- teilweise brecciöser Kalk
- Kalkbreccie
- sandiger Kalk

Über die Lage der Profile s. Abb. 17, 19, 21 u. 23

- Kalkolisthostrom
- Olisthoith, hier Knollenkalk
- Santibañez-Formation (S.Fm.)
- Alba-Grotte-Formation (A.G.Fm.)
- Vegamián-Formation (V.Fm.)
- Vidrieros-Formation
- * Magmatite
- Diskordanz
- Störung

6 TEKTONISCHES MODELL FÜR DAS NAMUR UND DAS WESTFAL A

Eine Erklärung für den engräumigen Fazieswechsel während des Oberkarbons sehen KULLMANN & SCHÖNENBERG (1975, 1978, 1979) vor allem in den horizontalen Bewegungen im Rechtsseitensinn an den großen Störungszonen des Kantabrischen Gebirges ("León-Linie", "Ventaniella-Fault" u.a.). Vergleiche mit großen Transversalsystemen, wie der San Andreas-Störung in Kalifornien (WILCOX & al., 1973) oder dem Grand Sillon Houiller in Frankreich (GROLLIER & LETOURNEUR, 1968), ließen ähnliche Vorgänge für das Entstehen der relativ kleinräumigen aber tiefen Becken und den raschen Wechsel von Sedimentation und Erosion im Kantabrischen Gebirge des Oberkarbons verantwortlich erscheinen.

Bedingt durch die Ausbildung von gesetzmäßig einander zugeordneten Störungen, liegen in diesen großen Transversalsystemen Krustenschollen unter kräftiger Kompressionstektonik unmittelbar neben solchen, die im "Druckschatten" gelegen, oder einer starken Dehnung unterworfen sind. Entsprechend findet man in Transversal-Störungssystemen direkt neben tiefen Senken, Regionen rascher Hebung und intensiver Faltung, die zu Überschiebungen führen kann (READING, 1980; HEWARD & READING, 1980).

HEWARD & READING (1980) gliedern darüber hinaus das kantabrische Variszikum in das Modell von ARTHAUD & MATTE (1975, 1977) ein, in dem die Varisziden Europas, des nördlichen Afrika und die variszischen Anteile der nördlichen Appalachen als große Scherzone zwischen zwei grossen Kollisionsorogenen jener Zeit, den Mauretaniden/Appalachen im Westen und dem Ural im Osten, erklärt wird.

Vertikalbewegungen des Grundgebirges sind nach SAVAGE auch der Grund für ein anderes Phänomen der Geologie des Kantabrischen Gebirges: den weit verbreiteten, nicht me-

tamorphen Decken.

Auf Grund seiner Untersuchungen im Bereich des Polentinos-Blockes hatte AMBROSE (1972) gravitative Gleitbewegungen von Norden nach Süden als Ursache der Faltenbildungen und Überschiebungen in diesem Gebiet vorgeschlagen. SAVAGE (1979) greift diese Idee der gravitativen Bewegungen auf und postuliert ähnliche Vorgänge für alle Deckeneinheiten des Kantabrischen Gebirges (Küsten-Ketten, Ponga-Decke, Picos de Europa, Leoniden und Somiedo- und Sobia-Decken). Diese Vorgänge finden nur in den oberen Bereichen der Kruste, im Deckgebirge statt. Vom Grundgebirge, das in diese Gleittektonik nicht einbezogen wird, gehen jedoch laut SAVAGE die auslösenden Impulse für die Deckenbildung aus, und zwar durch Vertikalbewegungen. Sie sorgen für die leichten Neigungen, welche zum Abscheren des Deckgebirges führen. Eine wichtige Rolle spielen auch hier die großen Störungssysteme. Sie stellen "the surface expression of a deap-seated zone of concentrated deformation" (SAVAGE, 1979,S. 97) dar, nicht zuletzt wegen des häufigen Auftretens von Magmatiten im Verlauf der Störungen und den damit zusammenhängenden Vererzungen. In einem Gebiet mit überwiegend allochthonen Strukturen sind diese Störungszonen nach SAVAGE die einzigen wirklich nachweisbaren autochthonen Elemente, welche zudem noch den Bewegungen der Gleitdecken ein Ende setzen. Im Süden der "León-Linie" z.B. ist der Deckentransport nach Norden gerichtet, wobei im südwestlichen Kantabrischen Gebirge die Störung gleichzeitig die Stirn der Bodón-Überschiebung bildet. Nördlich der "León-Linie" gleiten die Decken im westlichen Bereich des Gebirges vorwiegend nach Osten (z.B. Sobia- und Somiedo-Einheiten). Dabei scheint der Wechsel zwischen nördlicher und östlicher Transportrichtung unmittelbar im Bereich der Störung zu liegen. Im Norden und Osten richtet sich der Transport im wesentlichen nach Süden. Diese zentripetalen Transportrichtungen der Gleitdecken sind eine Beson-

derheit des Kantabrischen Gebirges. Dabei sieht SAVAGE "no direct evidence of possible connections between other Hercynian orogenes such as Galicia, the Pyrenees, or the Celti-Iberic-Chain" (op. cit., S.136).

Am Beispiel des untersuchten Gebietes zwischen Riaño und Cervera läßt sich das Ineinandergreifen beider oben kurz beschriebenen Modelle, der Gleitdeckenbildung zum einen und der fortwährenden Zerstückelung der Region in Hoch- und Tiefschollen zum anderen, während des Oberkarbons gut darstellen.

Im Grenzbereich zwischen Brezo-Zone und Palentiner Becken nähern sich zwei der großen Lineamente, die "León-Linie" und die "Ventaniella-Störung" bis auf wenige Kilometer, wobei sie mehr oder weniger parallel in nordwest-südöstlicher Richtung laufen und so die mehrere Kilometer breite und etwa 45 km lange Störungszone der "Cardaño-Zone" bilden. Im Devon einmal Hochgebiet und Sedimentlieferant (KOOPMANS, 1962; FRETS, 1965; AMBROSE, 1972; KRANS & al.,1982), gliedert sich die Cardaño-Zone während des Visé und Namur E_1 in den verhältnismäßig tiefen Ablagerungsraum der Alba-Griotte-Fazies ein (s.S.19). Größere tektonische Ereignisse lassen sich während dieser Zeit nicht nachweisen. Das ändert sich jedoch am Ende der E_1-Stufe. Mit der sehr raschen Hebung der Espigüete-Barriere und der Brezo-Schwelle im Norden bzw. Süden wird die nördliche Brezo-Zone ab dem Namur A zum langgestreckten Riaño-Cervera-Trog, der auf der Störungszone liegt und bis hinein in das Westfal B sowohl den Schutt von den Hochgebieten im Norden, Süden und Osten, als auch Sedimente aus dem Westen aufnimmt.

Die ersten Hebungen im Bereich der Schwellen beginnen lokal begrenzt an verschiedenen Stellen, aber etwa zur gleichen Zeit (s.S.26f.). Auch später noch bestehen die Schwellen mehr aus einer Reihe nur locker zusammenhängen-

der Hochschollen als aus einheitlichen Rücken. Die Tatsache, daß an der Wende Namur A/B schwarze Kalke der Barcaliente-Fazies auf die Nordseite der Espigüete-Barriere vordringen konnten, zeigt, daß sich an den Schollengrenzen durch Tektonik immer wieder Durchlässe öffneten, durch die hindurch die Kalksuspensionen aus dem Riaño-Cervera-Trog ihren Weg nach Norden finden konnten.

Den raschen Wechsel zwischen Hebung und Senkung dokumentiert vor allem die weitere Geschichte der Espigüete-Barriere und ihrer unmittelbaren Nachbarschaft. Schon sehr bald schlägt die kräftige Hebungstendenz im Bereich der Barriere in eine stetige, aber immer wieder unterbrochene Subsidenz um, deren Raten allerdings an verschiedenen Orten sehr unterschiedlich sein können. Auf diese Weise kommt es zu Flachwasserkalk-Ablagerungen zwischen nur 30 m und 300 m Mächtigkeit.

Ähnliche Schwellen bilden sich während des Namur A im westlichen (Montó-Gebiet) und im nördlichen Palentiner Becken (MAAS, 1974).

Während der steten Absenkung der Espigüete-Barriere entwickelt sich unmittelbar an ihrem Nordhang ein neues Hochgebiet - die Carrión-Schwelle. Schon die ersten klastischen Schüttungen von dieser jungen Schwelle unterbinden die Flachwasserkalk-Bildung auf der Espigüete-Barriere, sodaß dieses Gebiet mit zunehmender Absenkung während des Westfal A in den Riaño-Cervera-Trog eingegliedert werden kann. Die lokale Heraushebung der Carrión-Schwelle über den Meeresspiegel, fällt zusammen mit der Kulmination von tektonischen Ereignissen im Palentiner Becken, welche mit dem Westfal A abgeschlossen sind: Durch Hebung in Gebieten nördlich des heute aufgeschlossenen Palentiner Bekkens scheren die Schichten, meist auf den Tonen der Las Arroyacas-Formation, ab. Auf diesen Tonen gleiten die hangenden Sedimente des Obersilurs, Devons, Unterkarbons

und teilweise auch des Oberkarbons nach Süden (AMBROSE, 1972; SAVAGE, 1979). Die vielfältig gegliederte Cardaño-Zone im Süden verhindert ein allgemeines Abscheren der Schichten auch hier und damit die Bildung einer ausgedehnten, weit übergreifenden Deckeneinheit (SAVAGE, 1979). So kommt es lediglich im Norden vor der Carrión-Schwelle zu weiträumigen Überschiebungen und zu Auffaltungen. Dabei muß mit erheblichen Einengungsraten des Deckgebirges gerechnet werden. Addiert man nur die von AMBROSE (1972) errechneten minimalen Überschiebungsweiten von vier grossen Überschiebungen im südlichen Palentiner Becken, erhält man allein schon einen Betrag von knapp 40 km.

Als Folge dieser Gleittektonik bildet sich im südlichen Palentiner Becken nun ein Festland, in das die nördliche Cardaño-Zone mit der Carrión-Schwelle im Westfal A einbezogen wird. Der steile Südhang der Carrión-Schwelle wird zum Südhang der jungen Landmasse im Norden. Hier findet mit Olisthostromen und Olistholithen am "Slope" und mit Sedimentfächer-artigen Ablagerungen an seinem Fuße, jene Sedimentation statt, die auf S.105f. beschrieben wurde.

Wohl durch den Druck der sich stauenden Gleitmassen im Norden kommt es im Bereich der Carrión-Schwelle und im nördlichen Riaño-Cervera-Trog zumindest zu kleineren südwärts gerichteten Überschiebungen. Dabei scheren die harten Flachwasserkalke der bereits abgesunkenen Espigüete-Barriere mit Teilen ihres unterkarbonischen und devonischen Liegenden ab und werden wahrscheinlich noch im Westfal A bis zu 2 km weit nach Süden auf Schichten der Cervera-Formation im Riaño-Cervera-Trog geschoben.

Das nördliche Palentiner Becken behält seine Funktion als Becken auch während des Westfal und des unteren Stefan (MAAS, 1974; RUPKE, 1977; SAVAGE, 1979).

LEGENDE

Abb.26a

zum tektonisch-faziellen Entwicklungs-Schema

Sandsteine

konglomeratische Sandsteine

"slope"-Fazies, Olisthostrome

Olistholithe

Kalkbreccien

schwarze, z.T. mikritische Kalkarenite

Tone

Flachwasserkalke, z.T. brecciös, am ob. Rand verkarstet

Knollenkalke

abgerutschte Knollenkalk-Schollen

Devon und Unterkarbon (palentiner Fazies)

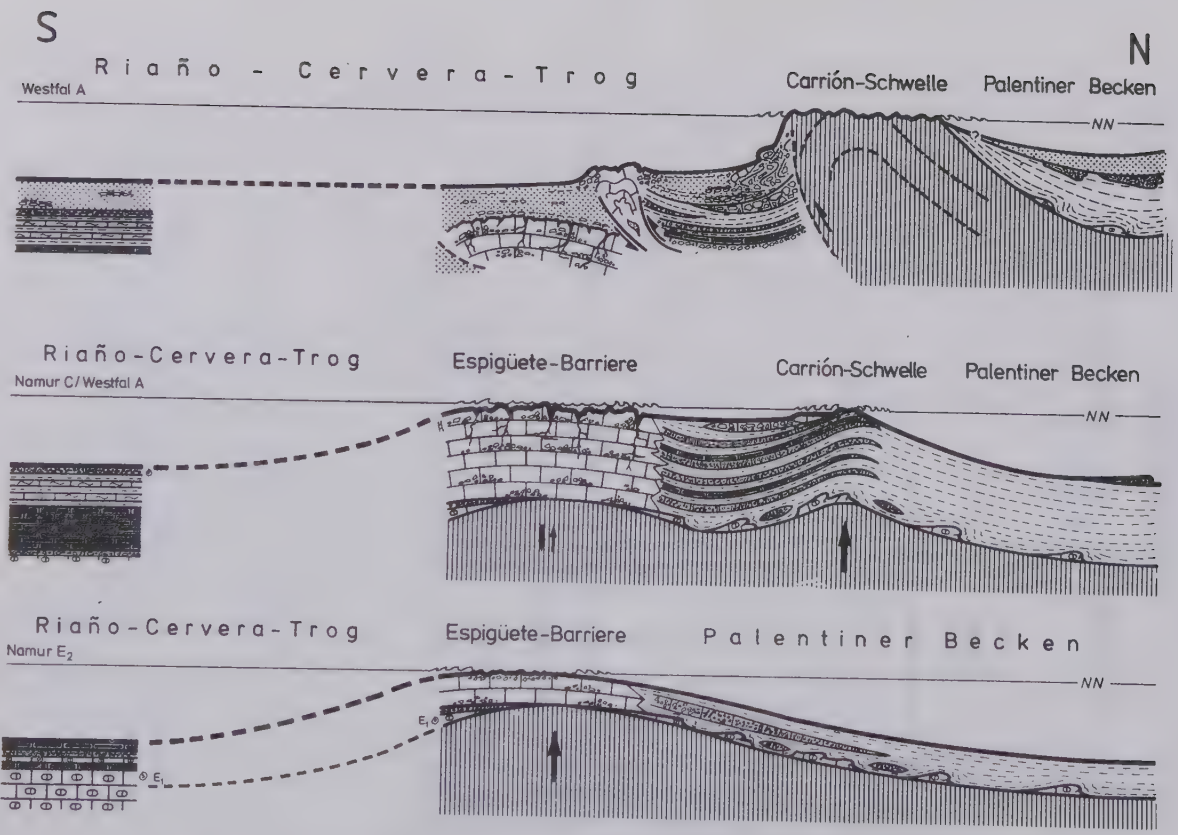


Abb.26b: Tektonisch-fazielles Entwicklungsschema des zentralen Arbeitsgebietes (ohne Maßstab)

Nach dem Ende der gravitativen Tektonik in diesem Bereich setzen sich an der Wende Westfal A/B in der nördlichen Cardaño-Zone erneut Vertikalbewegungen durch. Sie stehen wahrscheinlich wieder mit den großen Transversalsystemen in Zusammenhang, deren stete Bewegungen durch die Gleitdeckentektonik nur kurzfristig überdeckt wurden. Als Folge davon zerbricht das junge nördliche Festland. Es bilden sich neue Becken, die, gemeinsam mit dem noch bestehenden Riaño-Cervera-Trog und dem nördlichen Palentiner Becken, den Schutt der noch verbliebenen Festländer aufnehmen. Die mächtigen Quarzitkonglomerate der Curavacas-Formation werden vor allem in Landnähe abgelagert, während die Turbidite und Konglomerate der Lechada/Vañes-Formation in Form von submarinen Sedimentfächern in den Becken sedimentiert werden (RUPKE, 1977).

Der anhaltende Druck von Norden und Süden faltet die Schichten im Arbeitsgebiet während des oberen Westfal in weite Ost-West-streichende Sättel und Mulden. Schon an der Wende Westfal D/C überprägen Ost-West-gerichtete Drükke dieses Faltungsmuster und führen zur Anlage großräumiger, Nord-Süd-streichender Sättel und Mulden, wie sie u.a. mit den Casavegas- und Redondo-Synklinalen im östlichen Kantabrischen Gebirge erhalten geblieben sind (BOLL & al., 1976).

Über diese Schichten legt sich eine klastische Permo-Trias mit kräftiger Diskordanz.

Die Schwierigkeiten aller bisheriger Autoren, die Faltungsperioden in diesem Bereich mit den gängigen variszischen orogenen Phasen zu korrelieren (WAGNER & WAGNER-GENTIS, 1963; AMBROSE, 1972; REUTHER, 1977 u.a.m.), ergeben sich in diesem Modell ohne weiteres aus der lokalen Eigengesetzlichkeit der verschiedenen tektonischen Vorgänge. Hier läge auch eine Erklärungsmöglichkeit, warum sich, selbst in enger begrenzten Gebieten des Kantabri-

schen Gebirges, Diskordanzen nur schwer oder überhaupt nicht miteinander korrelieren lassen.

7 ZUR PALÄOÖKOLOGIE

Die vielfältigen tektonischen Bewegungen im untersuchten Gebiet haben ohne Zweifel einen direkten Einfluß auf die Entwicklung der Fauna und Flora.

Während der Alba-Griotte-Zeit deuten haupsächlich im unteren Visé kosmopolitische Goniatiten- und Korallenfaunen (vorwiegend des Cyathaxonia-Typs) auf eine Verbindung mit den Weltmeeren hin. Obwohl der Höhepunkt dieses "Nivellierungsstadiums" erst mit dem Namur E_1 erreicht wird (KULLMANN & SCHÖNENBERG, 1979), bahnt sich eine Entwicklung zum Provinzialismus bei den Goniatitenfaunen bereits im oberen Visé an (KULLMANN & SCHÖNENBERG, 1975). Geologisch ist dieser Wechsel jedoch nicht nachzuweisen.

Nach den ersten Bewegungen während des oberen Namur E_1 und an der Wende E_1/E_2 findet, wie im übrigen Kantabrischen Gebirge, auch in dem bearbeiteten Gebiet die Faziesmonotonie der Alba-Griotte-Formation ihr Ende. Durch rasche Hebungen bilden sich die Espigüete-Barriere und die Brezo-Schwelle. Hier können sich noch während des Namur E_1 helle, massige Kalke bilden, die zunächst noch Korallen wie Dibunophyllum bipartitum (det. F.C.BOLL, Tübingen) enthalten, welche zum Clisiophyllum-Typ gehören und somit Vermittler zwischen den im tieferen Wasser lebenden Cyathaxonia-Faunen und ausgesprochenen Flachwasserarten bilden (BOLL &al., 1976). Jedoch schon im oberen Namur A werden die beiden Schwellen soweit gehoben, daß sie Lebensraum für Flachwasserfaunen wie koloniebildenden rugosen Korallen, Algen und Bryozoen sowie für Schwämme, Gastropoden, Brachiopoden, Trilobiten, Echinodermen und Foraminiferen bieten können. Ähnliche Flachwasserkalk-Schwellen bilden sich zur gleichen Zeit im nördlichen Palentiner Becken (s.S.26,139).

Unterdessen bleiben das übrige Palentiner Becken und der Riaño-Cervera-Trog zwischen der Brezo-Schwelle und der Espigüete-Barriere als tiefere Ablagerungsräume erhalten. In beiden kommt es jedoch zu voneinander getrennten beckenfaziellen Entwicklungen, allerdings mit ähnlichen Auswirkungen auf die Fauna. Während des weiteren Namur herrschen im südlichen Palentiner Becken über lange Zeit hinweg anoxische Verhältnisse. Nur am Südrand, wo mit den Schuttsedimenten der Espigüete-Barriere auch sauerstoffreichere Anteile mit in die Tiefe transportiert werden, ist ein zeitlich befristetes Leben in den oberen Partien dieser klastischen Sedimente möglich. Im Riaño-Cervera-Trog sind die Verhältnisse zur gleichen Zeit ganz ähnlich. Allerdings bilden sich hier im Namur E_2 noch einmal Knollenkalke für eine kurze Zeit. Darauf folgt die Barcaliente-Formation. Es sind bituminöse, allodapische Kalke, die aus dem Westen angeliefert werden. Obwohl der Riaño-Cervera-Trog also nicht vollkommen abgeschlossen ist, bildet sich auch hier während des Namur A ein anoxisches Milieu aus, das wahrscheinlich bis zum Ende des Namur anhält. Bodenleben tritt, wie im Palentiner Becken, nur selten und dann nur in den oberen Bereichen der Bänke auf. Ansonsten sind die wahrscheinlich überwiegend sekundär bituminösen Kalke praktisch fossilleer (HEMLEBEN & REUTHER, 1980), und der Fossilinhalt der Kalk-Mergel-Wechsellagerung über der Barcaliente-Formation ist von den Schwellen her eingeschwemmt.

Es bildet sich zur Zeit des unteren Namur also ein Kontrast zwischen Flachwasserkalk-Schwellen mit reicher Fauna zum einen und mehr oder weniger abgeschnürten Becken mit anoxischen Verhältnissen zum anderen heraus, der über das gesamte Namur anhält. Das Ende dieser Konstellation bahnt sich bereits im Namur B mit der beginnenden Heraushebung der Carrión-Schwelle im Norden der Espigüete-Bar-

riere an. Aber erst mit dem Entstehen der Landmassen des Polentinos-Blockes im Norden und des Valsurvio-Domes im Süden zu Beginn des Westfal A, ändert sich die Situation im untersuchten Gebiet endgültig. Durch die starke Reliefbildung und das dadurch verstärkt anfallende grobklastische Material, wird die Flachwasserkalk-Produktion im Bereich der Brezo-Zone und des südlichen Palentiner Beckens unterbunden, während die ehemaligen Schwellen durch zunehmende Senkung in den Riaño-Cervera-Trog eingegliedert werden. Allerdings bietet sich für Flachwasserorganismen während des gesamten Westfal und bis hinein in das Stefan immer wieder die Gelegenheit, Biostrome zu bilden. Vor allem die Ränder der jungen Festländer spielen hier eine wichtige Rolle.

In den tiefen Turbiditbecken, die sich in unmittelbarer Nachbarschaft der Landmassen einsenken, findet eine Vielzahl von Tieren, die im und vom Sediment leben, ihre Existenzgrundlage. Eine reiche Spurenfauna in den Sanden der Cervera-Formation zeugt davon.

Die Festländer bieten ab dem Westfal vor allem den Landpflanzen Raum zum Wachsen. Schon während des Westfal A ist Pflanzenhäksel in den Sanden der Cervera-Formation immer häufiger zu finden. Im Westfal D führt dieses verstärkte Angebot von Pflanzen zu ersten mächtigeren Kohleflözen (QUIRING, 1939; WAGNER, 1955; NEDERLOF, 1959).

Das untersuchte Gebiet zeigt seit dem Namur A also die Entwicklung von einem großen, relativ monotonen Faziesraum mit Verbindung zum offenen Weltmeer zu mehreren engräumig begrenzten, aber sehr differenzierten Lebensräumen. Einigen Arten entzieht diese Entwicklung die Existenzgrundlage. Die abnehmende Bedeutung der Cephalopoden im paläontologischen Bericht während des Zeitraumes vom Namur A bis zum Westfal A mag auch damit zusammenhängen. Für andere Tiergruppen, wie die Korallen und andere aus-

gesprochene Flachwasserformen, bedeutet die starke Vertikaltektonik mit ihrer kräftigen Produktion klastischen Materials den regelmäßigen Verlust ihres Lebensraumes. Die Tektonik schafft jedoch ebenso sicher neue Hochgebiete in der photischen Zone, welche die Chance zur Neubesiedelung und somit zur Weiterentwicklung der Arten bietet.

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

Nr.		Seite
1	Legende zu den Übersichtskarten	6
2	Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes	7
3	Synoptische Tabelle der Formationen des Devon und Karbon im Arbeitsgebiet	11
4	Relikte von Diskordanzen des u.Namur A und umgelagerte Rutschmassen-Komponenten...	22
5a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.5b	32
5b	Cardaño de Arriba, Profile "Cardaño de Arriba I" und "II"	33
6a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.6b	43
6b	Profil "Santibañez"	44
7a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.7b	48
7b	Peña de Santa Lucia, Profil "Santa Lucia I"	49
8a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.8b	58
8b	Peña de Santa Lucia, Profil "Santa Lucia IV"	59
9a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.9b	62
9b	Valdetriollo, Profil "Valdetriollo II"	63
10a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.10b	67
10b	Profil "Resoba"	68
11a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.11b	72
11b	Cardaño de Arriba, Profil "Cardaño de Arriba III"	73
12	Die heutige Verteilung der Fazies des Namur A/B	76
13a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.13b	78
13b	Montó-Gebiet, Profil "Montó I"	79

Nr.		Seite
14a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.14b	81
14b	Montó-Gebiet, Profil "Montó II"	82
15a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.15b	84
15b	Montó-Gebiet, Profil "Montó III"	85
16	Beispiel der sedimentären Entwicklung des Monto-Gebietes während des Namur	87
17a	Legende zu den Übersichtskarten	89
17b	Legende zu den Säulenprofilen Abb.17c	90
17c	Übersichtskarte des Montó-Gebietes mit Profilen	91
18a	Legende zu den Säulenprofilen Abb.18b u. 18c	106
18b	Los Espejos, Profil "Los Espejos I"	107
18c	Los Espejos, Profil "Los Espejos II"	108
19a	Legende zu den Übersichtskarten	110
19b	Legende zu den Säulenprofilen Abb.19c	111
19c	Übersichtskarte des südwestlichen Arbeitsgebietes mit Profilen	112
20a	Legende zu dem Säulenprofil Abb.20b	114
20b	Valdetriollo, Profil "Valdetriollo I"	115
21a	Legende zu den Übersichtskarten	117
21b	Legende zu den Säulenprofilen Abb.21c	118
21c	Übersichtskarte des zentralen südlichen Arbeitsgebietes mit Profilen	119
22	Schematisierte Entwicklung der Pilzsattelstruktur nördlich Santibañez de Resoba	122
23a	Legende zu den Übersichtskarten	125
23b	Legende zu den Säulenprofilen Abb.23c	126
23c	Übersichtskarte des südöstlichen Arbeits-Gebietes mit Profilen	127

Nr.		Seite
24	Die Verteilung der Fazies des Unteren Westfal A	130
25	Korrelation der wichtigsten Profile von der Espigüete-Barriere im Süden bis zum Montó-Gebiet im Norden	135
26a	Legende zum tektonisch-faziellen Entwicklungsschema	141
26b	Tektonisch-fazielles Entwicklungsschema des zentralen Arbeitsgebietes (ohne Maßstab)	142

LITERATURVERZEICHNIS

ADRICHEM BOOGAERT, H.A. VAN, (1966): Conodont-bearing formations of Devonian and lower Carboniferous age in northern León and Palencia (Spain).- Leidse Geol. Meded.,31, S. 165-178, 6 Abb., 10 Tab., Leiden.

———, (1967): Devonian and lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application.- Leidse Geol. Meded., 39, S. 129-192, 68 Abb., 9 Tab., 3 Taf., 6 Beil.,Leiden.

AMBROSE, T., (1972): The stratigraphy and structure of the Pre-Carboniferous rocks north-west of Cervera de Pisuerga, Cantabrian Mountains, Spain.- Unv. PhD-Thesis, 200 S., 29 Abb., Sheffield

———, (1974): The lower Paleozoic rocks of northern Palencia.- Brev. Geol. Asturica, 18, 4, S. 49-53, 2 Abb., Oviedo.

ARK, P. VAN DER, (1982): Conodonten, onderdom en afzettingsmilieu van de basis van de Alba-Formation in het Cantabrisch Gebergte (Spanje).- Internal Report Geol.Min.Inst. Leiden, 33 S., 53 Abb., 1 Tab.,Leiden.

ARTHAUD, F. & MATTE, P., (1975): Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation.- Tectonophysics, 25, S. 139-171, 8 Abb., Amsterdam.

——— & ———, (1977): Late paleozoic strike-slipfaulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Ural.- Geol. Soc. Am. Bull., 88, 2, S. 1305-1320, 10 Abb., Boulder.

AUBOUIN, J., (1965): Geosynclines.- Developments in geotectonics, 1, 335 S., 67 Abb., 2 Tab., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam,London New York.

AUSTIN, R.L., (1972): Problems of conodont taxonomy with special reference to upper Carboniferous forms.- Geol. et Palaeont., SB 1, S. 115-126, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Marburg.

BINNEKAMP, J.G., (1965): Lower Devonian brachiopods and stratigraphy of north Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). - Leidse Geol. Meded., 33, S. 1-62, 29 Abb., 11 Taf., Leiden.

BOLL, F.C., KULLMANN, J. & SCHÖNENBERG, R., (1976): Die Entwicklung von Sedimentations- und Lebensräumen im Oberkarbon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 152, 3, S. 357-379, 7 Abb., Stuttgart.

BOUCKAERT, J. § HIGGINS, A.C., (1970): The position of the Mississippian-Pennsylvanian boundary in the Namurian of Belgium, in: Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère.- Les congrès et colloques de l'université de Liège, 55, S. 197-204, 1 Tab., Liège.

BOUMA, A.H., (1962): Sedimentology of some flysh-deposits, 168 S., 31 Abb., 17 Tab., 8 Taf., 3 Beil., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam,New York.

BROUWER, A. & GINKEL, A.C. VAN, (1964): La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest).- C.R. 5e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonifère, S. 307-319, 2 Abb., Paris.

BUCHROITHNER, M., (1976): Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Ost- und Zentralpyrenäen (Ludlow bis Namur, Spanien/Frankreich).- Unv. Inaug. Diss., 161 S., 31 Abb., 24. Tab., 13 Taf., Graz.

——— & MILAN, G., (1977): Spätvariszische Geosynklinalentwicklung in den Ostpyrenäen.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 155, 1, S. 1-17, 5 Abb., Stuttgart.

BUDINGER, P. & KULLMANN, J., (1964): Zur Frage von Sedimentationsunterbrechungen im Goniatiten- und Conodonten-führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, S. 414-429, 2 Abb., Stuttgart.

CLARKE, W.J., (1961): Scottish Carboniferous conodonts.- Edinburgh Geol. Soc., 18, 1, S. 1-13, 1 Tab., Taf. 1-5, London-Edinburgh.

COMTE , P., (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique.- Mem.Inst. Geol. y Min. España, 60, S. 1-440, 2 Abb., 1 Karte, Madrid.

COOK, H.G., (1979): Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development.- Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 27, S. 287-305, 32 Abb., 2 Tab., Tulsa.

——— & TAYLOR, M.E., (1977): Comparison of continental slope and shelf environments in the upper Cambrian and lower Ordovician of Nevada.- Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 25, S. 51-81, 49 Abb., Tulsa.

CRAMER, F.H. & RODRIGUEZ, R., (1977): Robledo and Arroyacas Formation (Arroyo de Arroyacas, Province of Palencia, Spain). Palynologically dated as late Silurian.- Brev. Geol. Astúrica, 21, 1, S. 2-4, 1 Taf., Oviedo.

DUNN, D.L., (1971): Considerations of the Idiognathoides-Declinognathodus-Neognathodus complex of middle Carboniferous platform conodonts.- Lethaia, 4, S. 15-19, 2 Abb., Oslo.

FLÜGEL, E., (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken, 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf., Springer Verl., Berlin, Heidelberg, New York.

FOLK, R.L., (1962): Spectral subdivision of limestone types.- Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1, S. 62-84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa.

FRANKENFELD, H., (1979): Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) vom Ende der Devonriffe (Givet/Frasne) bis zum Tournai.- Unv. Diss., 109 S., 82 Abb., 1 Tab., Tübingen.

FRETS, D.C., (1965): The geology of the southern part of the Pisuerga-basin and the adjacent area of Santibañez de Resoba, Palencia, Spain.- Leidse Geol. Meded., 31, S. 113-162, 22 Abb., 1 Karte, Leiden.

GINKEL, A.C. VAN, (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain).- Leids Geol. Meded., 34, S. 1-225, 12 Abb., 2 Beil., 1 Vol. Append., Leiden.

GOLDRING, J., (1962): The bathyal lull: upper Devonian and lower Carboniferous sedimentation in the variscan geosyncline, in: COE, K., Ed., Some aspects of the variscan fold-belt, Manchester.

GROLIER, J. & LETOURNEUR, J., (1968): L'évolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central français.- 23rd Intern. Geol. Congr., 1, S. 107-116, 3 Abb., Prag.

HEMLEBEN, C. & REUTHER, C.D., (1980): Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between luna and Cea rivers (southern Cantabrian Mountains, Spain).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159, S. 225-255, 20 Abb., Stuttgsart.

HEWARD, A.P. & READING, H.G., (1980): Deposits associated with a hercynian to late hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, North Spain.- Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment., 4, S. 105-125, 5 Abb., 1 Tab., London.

HIGGINS, A.C., (1961): Some namurian conodonts from north Staffordshire.- Geol. Mag., 98, S.210-224, 6 Abb., Taf. 10-12, Caxton Hill, Hartford.

———, (1975): Conodont zonation of the late visean-early westphalian strata of the south and central Pennines of northern England.- Bull. Geol. Surv. Gt. Br., 53, S. 1-90, 14 Abb., 5 Tab., 18 Taf., London.

——— & BOUCKAERT, J., (1968): Conodont stratigraphy and palaeontology of the Namurian of Belgium.- Serv. Géol. Belgique Mem., 10, 51 S., 6 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Bruxelles.

———, WAGNER-GENTIS, C.H.T. & WAGNER, R.H., (1964): Basal carboniferous strata in part of northern León, NW Spain: stratigraphy, conodont and goniatite faunas.- Bull. Soc. Belge Géol., 72, S. 205-248, 5 Abb., 5 Taf., Bruxelles.

KANIS, J., (1955): Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain).- Leidse Geol. Meded., 21, 2, S. 377-445, 27 Abb., 3 Taf. 1 Karte, Leiden.

KOOPMANS, B.N., (1962): The sedimentary and structural history of the Valsurvio-Dome, Cantabrian Mountains, Spain.- Leidse Geol. Meded., 26, S. 121-232, 38 Abb., 4 Beil., 1 Karte, Leiden.

KRANS, TH.F., (1982): Block-movements and sedimentation in the Upper Silurian and Lower Devonian of the Cantabrian Mountains (NW Spain).- N.Jb.Geol.Paläont., Abh., 163, 2, S. 163-172, 9 Abb., Stuttgart.

KRANS, TH.F., GUIT, F.A. & OFWEGEN, L.P., (1982): Facies-patterns in the Lower Devonian carbonates of the Lebanza Formation (Cantabrian Mountains, Province of Palencia, NW Spain).- N.Jb.Geol.Paläont., Abh., 163, 2, S. 192-211, 12 Abb., Stuttgart.

KULLMANN, J., (1960): Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien).- Akad. Wiss. Lit., 20 Abb.,9 Taf., Mainz.

——— & SCHÖNENBERG, R., (1975): Geodynamische und paläökologische Entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien). Ein interdisziplinäres Arbeitskonzept.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 3, S. 151-166, 2 Abb., Stuttgart.

——— & ———, (1978): Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault-system (León-Line, Cantabrian Mountains, North Spain).- Tectonophysics, 48, T15-T22, 2 Abb., Amsterdam.

——— & ——— (1979): Das Kantabrische Orogen - ein Modell für den Komplex "Geosynkline-Orogen" im europäischen Variszikum.- Geol. Rundsch., 68, 1, S. 163-171, 5 Abb., Stuttgart.

LEES, A., (1961): The Waulsortian "Reefs" of Eire: a carbonate mudbank complex of lower carboniferous age.- J. Geol., 69, 1, S. 101-109, Chicago.

LEUCHS, K., (1928): Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente, 1.Teil: Beobachtungen an Riffgesteinen der nordalpinen Trias.- N. Jb. Geol. Paläont. Beil. Bd., 59B, S. 357-408, Taf 25-35, Stuttgart.

LOBATO, L., (1974): Estratigrafía y tectónica del area del Carrión-Yuso-Deva (Región del Pisuerga-Carrión, Cordillera Cantábrica, España).- Diss. Univ Oviedo, 303 S., 56 Abb., 110 Fotos, 1 Karte, Oviedo.

———, CRAMER, F.H. & RODRIGUEZ, R., (1977): Descripción de la formación Carazo de la Provincia de Palencia, España. Edad palinologica de su miembro inferior: Ludloviense medio o superior.- Brev. Geol. Astúrica, 21, 2, S. 25-29, 1 Abb., Oviedo.

MAAS, K., (1974): The geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain: Deposition and deformation in a flysch area.- Leidse Geol. Meded., 49, 3, S. 379-465, 9 Abb., 55 Fotos, 8 Beil., Leiden.

MEISCHNER, D., (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons.- 6ème Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonifère, compte-rendu, vol. III, S. 1169-1180, 3 Abb., Maastricht.

NARDIN, T.R., HEIN, F.J., GORSLINE, D.S. & EDWARDS, B.D., (1979): A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrast in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems.- Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 27, S. 61-73, 3 Tab., Tulsa.

NEDERLOF, M.H., (1959): Structure and sedimentology of the upper Carboniferous of the Upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mts., Spain.- Leidse Geol. Meded., 24, 2, S. 603-703, Leiden.

NELSON, C.H. &NILSEN, T.H., (1974): Depositional trends of modern and ancient deep-sea-fans, in: DOTT, R.H. & SHAVER, R.H.: Modern and ancient geosynclinal sedimentation.- Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 19, S 69-91, 7 Abb., 4 Tab., Tulsa.

PHILCOX, M.E., (1963): Banded calcite mudstone in the lower carboniferous "reef" knolls of the Dublin Basin, Ireland.- J. Sediment. Petr., 33, 4, S. 904-913, 11 Abb., Tulsa.

———, (1971): A waulsortian bryozoan reef ("cumulative biostrome") and the off-reef equivalents, Ballybeg, Ireland.- 6ème Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonifère, compte-rendu, vol. IV, S. 1359-1372, 4 Abb., 2 Taf., Maastricht.

PILGER, A., (1973): Die Entwicklung von Oberdevon, Unterkarbon und Namur im Gebiet des Magnetites von Eugui in den spanischen Westpyrenäen.- N. Jb. Geol Paläont. Abh., 142, 1, S. 44-58, 4 Abb., Stuttgart.

PLUMLEY, W.J., RISLEY, G.A., GRAVES, R.W. & KALEY, M.E., (1962): Energy index for limestone interpretation and classification.- Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1, S. 85-107, 5 Abb., 4 Taf., Tulsa.

QUIRING, H., (1939): Die ostasturischen Steinkohlebecken.- Bol. Inst. Geol. Min. España, T56, S. 453-522, Madrid.

RÁCZ, L., (1965): Carboniferous calcarous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (León, NW Spain).- Leidse Geol. Meded., 31, S. 1-112, 26 Abb., 13 Taf., Leiden.

———, (1966): Late paleozoic calcarous algae in the Pisuerga basin (N. Palencia, Spain).- Leidse Geol. Meded., 31, S. 241-260, 5 Abb., 8 Taf., Leiden.

READING, H.G., (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems.- Spec. Pub. Intern. Ass. Sediment., 4, S. 7-26, 5 Abb., London.

REUTHER, C.D., (1977): Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinale-Orogen.- Clausthaler Geol. Abh., 28, 122 S., 28 Abb., 1 Tab., 9 Taf., Clausthal Zellerfeld.

RHOADS, D.C., (1970): Mass properties, stability, and ecology of marine muds related to burrowing activity, in: CRIMES, T.P. & HARPER, J.C., eds.: Trace fossils.- Geol. J. Spec. Iss., 3, S. 391-406, Liverpool.

RHODES, F.H.T., (1952): A classification of pennsylvanian conodont assemblages.- J. Paleont., 26, 6, S. 886-901, 4 Abb., Taf. 126-129, Tulsa.

——— & AUSTIN, R.L., (1970/71): Carboniferous conodont faunas of Europe.- Geol. Soc. Am. Mem., 127, S. 317-352, 5 Abb., 2 Taf., Boulder.

———, ——— & DRUCE, E.C., (1969): British avonian conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation.- Bull. British Museum (Nat. Hist.), Geol. Suppl., 5, 313 S., 92 Abb., 31 Taf., London.

RUPKE, N.A., (1977): Growth of an ancient deap-sea fan.- J. Geol., 85, 7, S. 725-744, 18 Abb., Chicago.

———, (1978): Deep clastic seas, in: READING, H., ed.: Sedimentary environments and facies.- Blackwell Sci. Publ., S.372-415, Abb. 12.1-12.59, Tab. 12.1-12.3, Oxford, London, Edinburgh, Melbourne.

SARNTHEIN, N., (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Insbruck.- Verh. Geol. Bundesanst., 1-2, S. 119-162, 1 Taf., Wien.

SAVAGE, J.F., (1967): Tectonic analysis of Lechada and Curavacas Synclines, Yuso Basin, León, NW Spain.- Leidse Geol. Meded., 39, S. 193-247, 62 Abb., 3 Beil., Leiden.

———, (1979): The hercynian orogeny in the Cantabrian Mountains, N. Spain.- Krystalinikum, 14, S. 91-108, 3 Abb., 2 Taf., Prag.

——— & BOSCHMA, D. (1980): Geological maps of the Southern Cantabrian Mountains (Spain), 1:50.000.- Leidse Geol.Meded., 50, 2, S.75-114, 6 Abb., 2 Taf., 9 Karten, Leiden.

SCHERBAUM, F., (1977): Kartierung synsedimentärer Gleitfaltungen in der Montó-Zone des Kantabrischen Gebirges.- Unv. Dipl. Arb., Teil B, 6 S. Anl. 9-15, Tübingen.

SCHÖLER, S., (1977): Geologische Aufnahmen im Oberdevon und Karbon bei Santibañez de Resoba ("León-Linie") Palencia, Kantabrisches Gebirge (Nordspanien).- Unv. Dipl. Arb., 104 S., 59 Abb.,3 Karten, Tübingen.

———, (1982): Le Namurien et le Westphalien A au sud-est de la Cordillere Cantabrique. - N.Jb.Geol.Paläont., Abh., 163, 2, S.250-256, 4 Abb., Stuttgart.

SEILACHER, A., (1969): Fault-graded beds interpretated as seismites.- Sedimentology, 13, S. 155-159, 1 Abb., 1 Taf., Amsterdam.

SITTER, L.U. DE, (1956): Structural geology. 552 S.,309 Abb., 15 Tab., London, New York, Toronto.

———, (1959): The Rio Esla nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabric Mountain chain.- Not. Com. Inst. Geol. Min. Espãna, 56, S. 3-23, 6 Abb., Madrid.

——— & BOSCHMA, D., (1966): Explanation geological map of the Paleozoic of the southern Cantabrian Mountains 1:50.000, Sheet 1 Pisuerga.- Leidse Geol. Meded., 31, S. 191-238, 24 Abb., 8 Taf., 1 Karte, Leiden.

STANLEY, D.J. & UNRUG, R., (1972): Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient marine basins, in: RIGBY, K.J. & HAMBLIN, W.K., eds., Recognition of ancient sedimentary environments.- Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 16, S. 187-340, 40 Abb., Tulsa.

TAYLOR, J.M., (1950): Pore-space reduction in sandstones.- Am. Ass. Pertol. Geol. Bull., 34, 4, S. 701-716, 3 Abb., 4 Taf., Tulsa.

TRÜMPY, R., (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine.- Bull. Soc. Géol. France, 6ème série,t. VII, S. 443-461, Paris.

VEEN, J. VAN, (1966): The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño aerea, Cantabrian Mountains, North-West Spain.- Leidse Geol. Meded., 35, S. 45-lo%, 39 Abb., 1 Beil., 1 Karte, Leiden.

VIDAL, H., (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes.- Geol. Bav., 17, S. 56-88, 8 Abb., München.

VOGES, A., (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes.- Paläont. Z., 33, 4, S. 266-314, 5 Abb., 1 Tab., Taf 33-35, Stuttgart.

WAGNER, R.H., (1955): Rasgos estratigráfico-tectónicos del paleozoico superior de Barruelo (Palencia).- Estudios Geol., 26, S. 145-202, 2 Abb., Taf. 28-32, Madrid.

———, (1971): Carboniferous nappe structures in north-eastern Palencia (Spain).- Trab. Geol., 4, S. 431-459, 5 Abb., 7 Taf., Oviedo.

——— & WAGNER-GENTIS, C.H.T., (1963): Summary of the stratigraphy of upper Paleozoic rocks in NE Palencia, Spain.- Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. B, 66, 3, S. 149-163, 1 Tab., Amsterdam.

———, WINKLER PRINS, C.F. & RIDING, R.E., (1971): Lithostratigraphic units of the Carboniferous in northern León, Spain (with a "Note on some goniatite faunas" by C.H.T. WAGNER-GENTIS).- Trab. Geol., 4, S. 603-663, 10 Abb., Oviedo.

WALKER, K.R., (1974): Mud substrata, in: ZIEGLER, M.A. & al. (eds): Principles of benthic community analysis.- Sedimenta, 4, Comparitive Sedimentology Laboratory, S. 5.1-5.11, 9 Abb., Miami.

WALKER, R.G., (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association.- Geol. Soc. Am. Bull., 86,6, S. 737-748, 10 Abb., Boulder.

——— , (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps.- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 62, 6, S. 932-966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa.

——— & MUTTI, E., (1973): Turbidite facies and facies associations, in: MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H., (eds): Turbidites and deep-water sedimentation.- Soc. Econ. Paleont. Min. Pacific Section, S. 119-157, 14 Abb., 2 Tab., Los Angeles.

WILCOX, R.E., HARDING, T.P. & SEELY, D.R., (1973): Basic wrench tectonics.- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 57, 1, S. 74-96, 16 Abb., 1 Taf., Tulsa.

WILSON, J.L., (1975): Carbonate facies in geologic history, 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin Heidelberg, New York.

WINKLER PRINS, C.F., (1968): Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Sytematics, stratigraphy, and palaeoecology.- Leidse Geol. Meded., 43, S. 41-126, 18 Abb., 7 Tab., 9 Taf., 3 Karten, Leiden.

WIRTH, M., (1967): Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 127, 2, S. 179-244, 15 Abb., 2 Tab., Taf. 19-23, 5 Beil., Stuttgart.

T A F E L I

Alba-Griotte-Formation

Bild 1*

Griotte-Kalk mit Goniatiten und anderen Schalenresten,
Montó-Gebiet.

Bild 2*

Griotte-Kalk im Riaño-Cervera-Trog, (E_1)
N' Cardaño de Abajo.

Bild 3

Griotte-Kalk, zerbrochen,
N' Cardaño de Arriba.

Bild 4*

Griotte-Breccie,
Cardaño de Arriba.

Bild 5

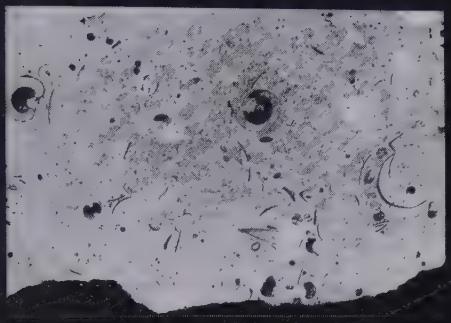
Griotte-Kalk mit Breccienlinse,
N'Cardaño de Arriba.

Bild 6*

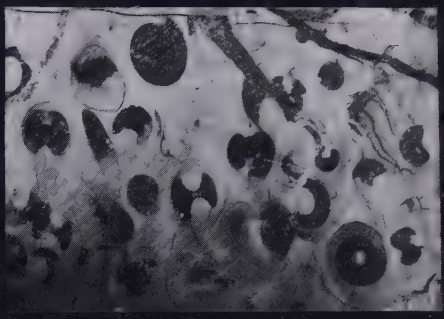
Griotte-Breccie,
N' Cardaño de Arriba.

* Dünnschliffe farbverkehrt,
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

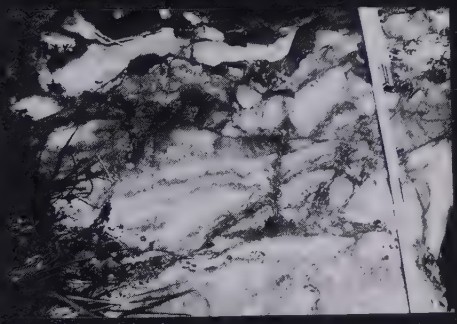
TAFEL I



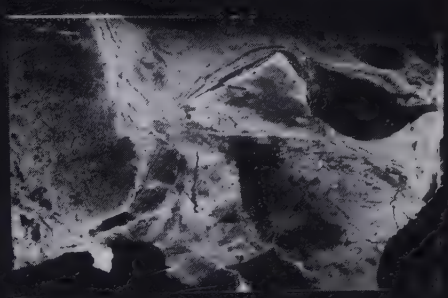
1



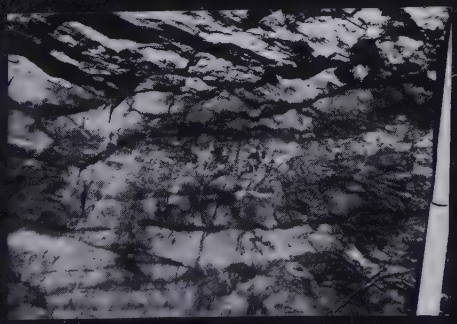
2



3



4



5

6

T A F E L II

Alba-Griotte-Formation

Bild 1

Adrián-Folge-Äquivalent:
Kleine Rutschfalte,
N' Cardaño de Arriba.

Bild 2*

Adrián-Folge-Äquivalent:
Valdetriollo,
N' Triollo.

Bild 3

Adrián-Folge-Äquivalent:
erosiver Kontakt zu den
liegenden Knollenkalken,
Valdetriollo.

Bild 4

Erosiver Kontakt schwarzer
Tone auf Knollenkalken,
N' Cardaño de Arriba.

Bild 5

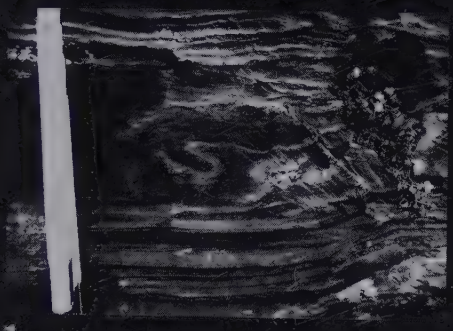
Griotte-Rutschfalten an
der Straße Cervera-Triollo,
N' La Lastra, überkippt.

Bild 6

Griotte, beim Hinabgleiten
der Griotte-Schollen nach-
gerutschte Tone,
N' Cardaño de Arriba.

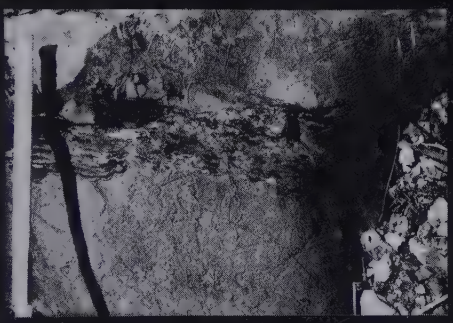
* Dünnschliffe farbverkehrt,
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

TAFEL II

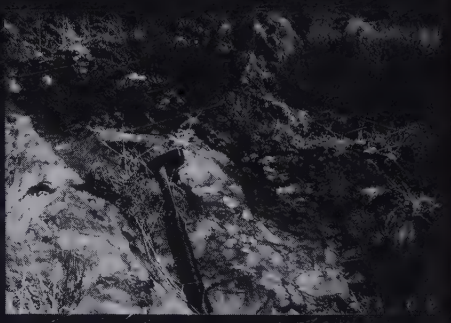


1

2

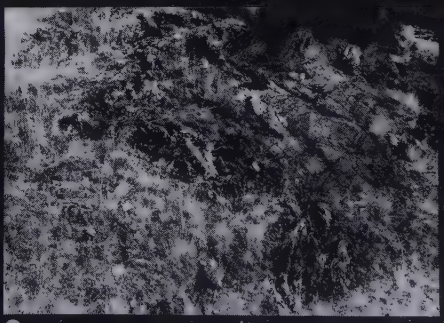


3



4

5



6

T A F E L III

Santibañez-Formation

Bild 1*

Syringopora,
NW' Los Espejos de la Reina

Bild 2*

Schuttkalk mit Korallenbruchstück,
Resoba.

Bild 3*

Erosiver Kontakt,
E' Vegacerneja.

Bild 4*

Breccie mit Algen,
Resoba.

Bild 5*

Algenbreccie,
Resoba.

Bild 6*

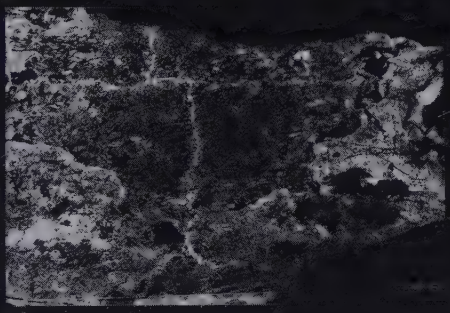
Breccie mit Algen,
Resoba.

* Dünnschliffe farbverkehrt,
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

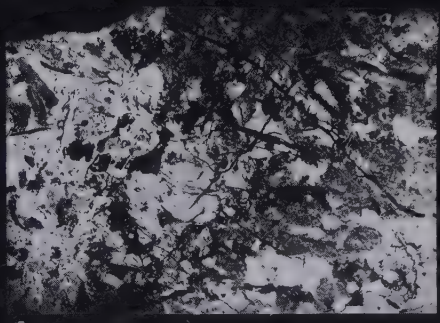
TAFEL III

1

2

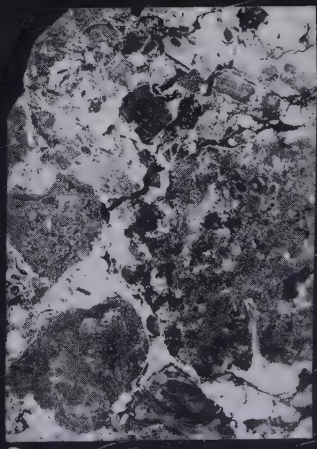


3



4

5



6

T A F E L IV

Santibañez-Formation

Bild 1:
Breccie aus gefüllten Karsthohlräumen,
N' Santibañez.

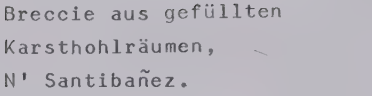


Bild 2
Breccie aus gefüllten Karsthohlräumen,
N' Santibañez.

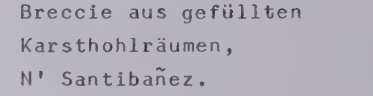


Bild 3*
Wechsellagerungen aus mikritischen Lagen und gut ausgewaschenen Feinbreccien: Übergreifen der Hangfazies auf die Schwellenfazies,
N' Santibañez.

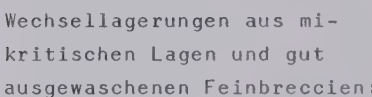


Bild 4
Nach NE abtauchende Faltenachse der Santibañez-Formation: am unteren Bildrand Überschiebung über die Cervera-Formation,
N' Santibañez.

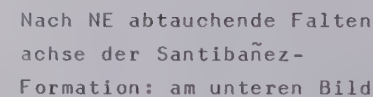


Bild 5
Mit Sand gefüllte Karstspalten,
Peña de Santa Lucia.

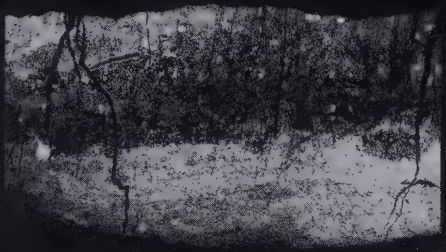
Bild 6
Mit Sand gefüllte Karstspalte,
Peña de Santa Lucia.

* Dünnschliffe farbverkehrt,
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

TAFEL IV

1

2



3

4

5

6

T A F E L V

Triollo-Formation

Bild 1

Tone mit synsedimentären Störungen,
N' Cardaño.

Bild 2*

Schuttkalk mit Korallenbruchstück,
Resoba.

Bild 3*

Zwei gradierte Feinbreccien-Lagen mit Turbulenzen,
Peña de Santa Lucia

Bild 4*

Gradierte Feinbreccie,
Peña de Santa Lucia.

Bild 5*

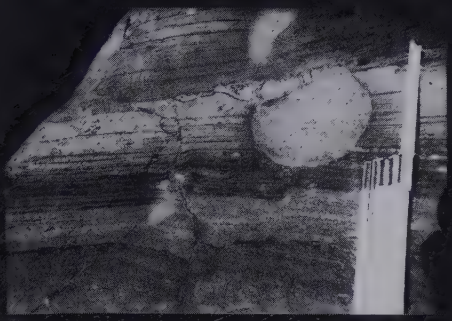
Feinbreccie,
Peña de Santa Lucia.

Bild 6*

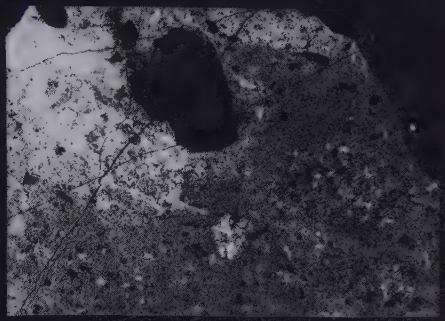
Zwei gradierte Feinbreccien-Lagen,
Peña de Santa Lucia.

* Dünnschliffe farbverkehrt,
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

TAFEL V

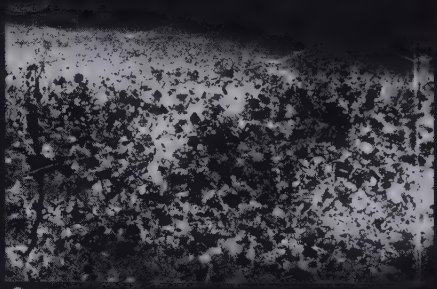


1



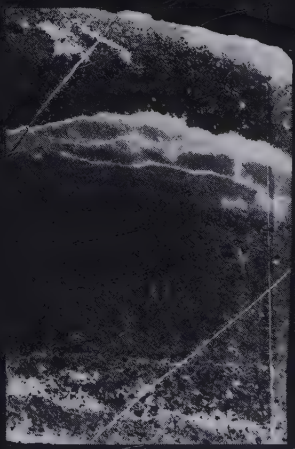
2

3



4

5



6

T A F E L VI

Triollo-Formation

Bild 1*

Schuttkalk,
Peña de Santa Lucia.

Bild 2*

Schuttkalk,
Valdetriollo, W' Triollo.

Bild 3*

Sandiger Schuttkalk,
Montó-Gebiet.

Bild 4

Slump in sandigen Schuttkalken,
Montó-Gebiet.

Bild 5*

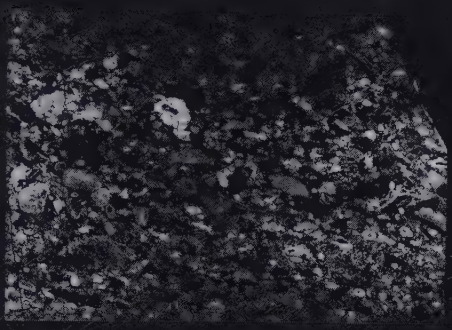
Schuttkalk, gut ausgewaschen, gut sortiert, gut gerundet,
Valdetriollo, W' Triollo.

Bild 6*

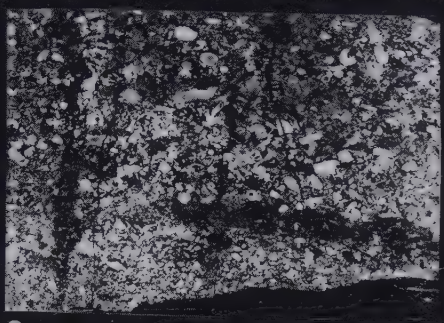
Gröberer Schuttkalk,
Peña de Santa Lucia.

* Dünnschliffe farbverkehrt,
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

TAFEL VI



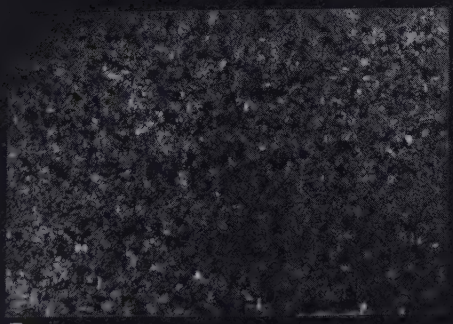
1



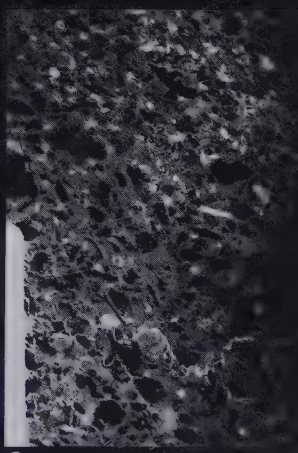
2

3

4



5



6

T A F E L VII

Triollo-Formation

Bild 1*

Griotte-Breccie,
N' Cardaño de Arriba.

Bild 2

Griotte-Breccie,
W' Los Espejos de la Reina

Bild 3*

Griotte-Breccie,
Valdetriollo, W' Triollo.

Bild 4

Grobe Flachwasserkalkbreccie,
Valdetriollo, W' Triollo.

- Resoba-Folge -

Bild 5*

Feiner, schwarzer,
bitumimöser Kalkarenit
Peña de Santa Lucia.

Bild 6*

Lagen gradierter, schwarzer,
bituminöser Kalkarenite,
Resoba.

* Dünnschliffe farbverkehrt
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

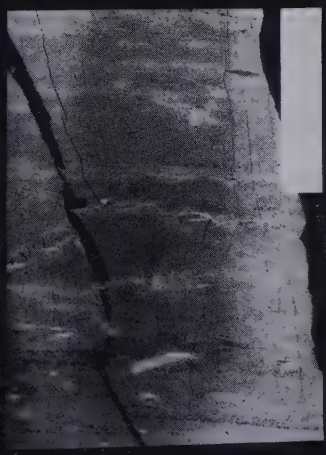
TAFEL VII

1

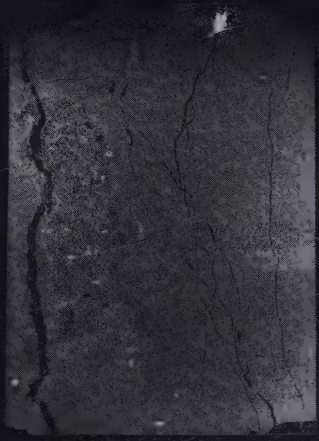
2

3

4



5



6

T A F E L VIII

Triollo- Formation

- Resoba-Folge -

Bild 1*

Schwarzer, bituminöser Kalkarenit mit sandigen Lagen,
Montó-Gebiet.

Bild 2

Rutschfalte in den Kalken der Resoba-Folge,
Valdetriollo, W' Triollo.

Barcaliente-Formation

Bild 3*

Bituminöser, schwarzer Kalkarenit,
SE' Santibañez.

Bild 4*

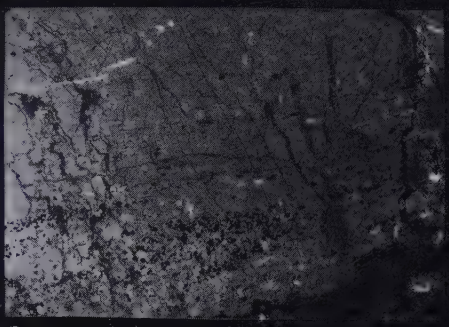
feiner, schwarzer, bituminöser Kalkarenit mit gröberer Lage,
SE' Santibañez.

Bild 5

Erosiver Kontakt in den schwarzen Kalkareniten der Barcaliente-Formation,
SE' Santibañez.

* Dünnschliffe farbverkehrt,
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

TAFEL VIII



1

2

3

4

5

T A F E L IX

Cervera-Formation

- Slope-Fazies -

Bild 1

Erosionsdiskordanzen am Nordhang der Carrión-Schwelle, Valdetriollo, W' Triollo.

Bild 2

Kalkiger Sand mit Kalkgeröllen, N' Cardaño de Arriba.

Bild 3

Kalkbreccie als Komponente in kalkigen Sanden,

Bild 4

Kalkbreccie als Komponente Valdetriollo, W' Triollo

Bild 5

Polymiktes Konglomerat W' Los Espejos de la Reina.

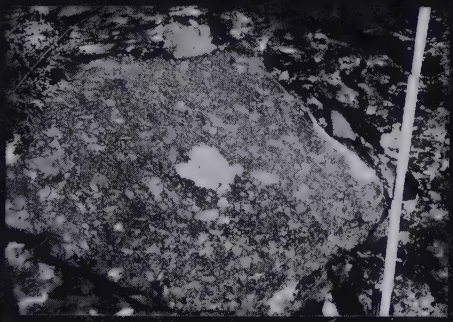
Bild 6

Polymikte Breccie als Rinnen-Füllung, N' Santibañez.

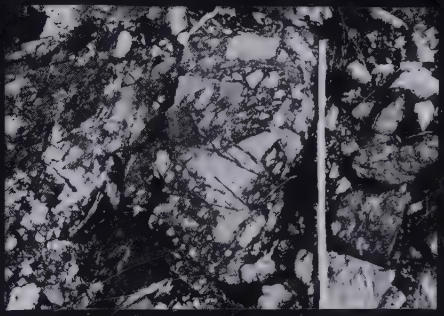
TAFEL IX

1

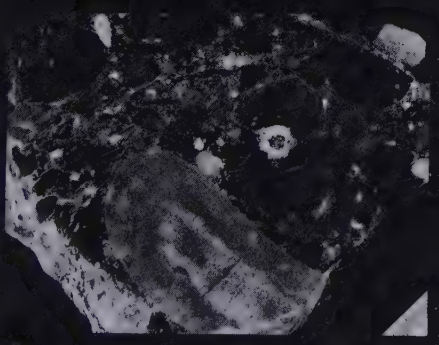
2



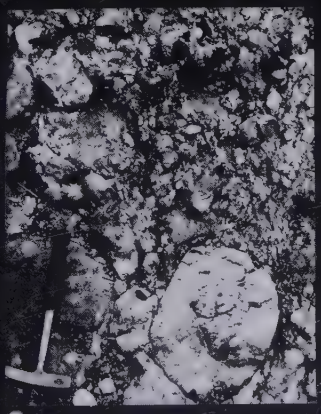
3



4



5



6

T A F E L X

Cervera- Formation

- Slope-Fazies -

Bild 1

Stark verfaltete Flachwasserkalke als Olistholithe am Südhang der Carrión-Schwelle,
W' Los Espejos de la Reina.

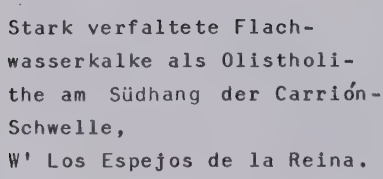
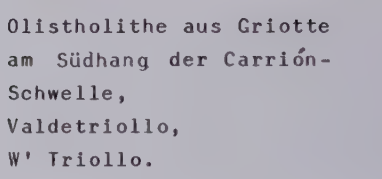


Bild 2

Olistholithe aus Griotte am Südhang der Carrión-Schwelle,
Valdetriollo,
W' Triollo.



- Proximale Beckenfazies -

Bild 3

Linsenförmige Bänke groben Sandes, auf den Rändern der Rinnen,
S' Cardaño de Abajo.

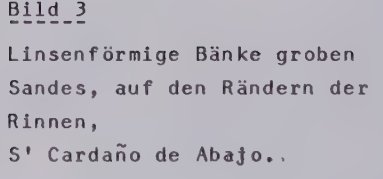


Bild 4

Konglomeratische Sande als Rinnenfüllung,
S' Cardaño de Abajo.

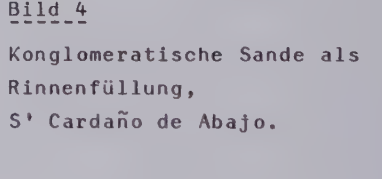


Bild 5

Konglomeratische Sande als Rinnenfüllung,
N' Santibañez.

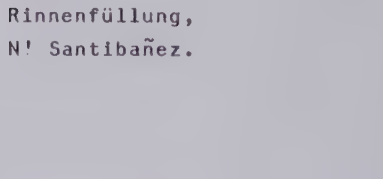
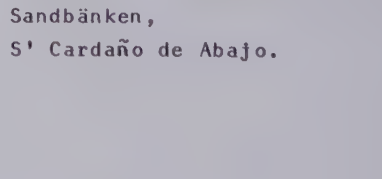


Bild 6

Slump in den linsenförmigen Sandbänken,
S' Cardaño de Abajo.



TAFEL X

1

2

3

4

5

6

T A F E L XI

Cervera-Formation

- Proximale Beckenfazies -

Bild 1

Laminierte Feinsande,
N' Santibañez.

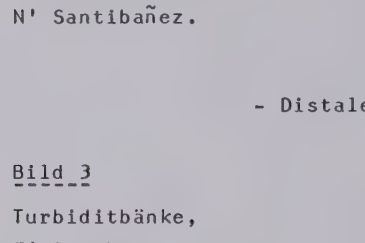
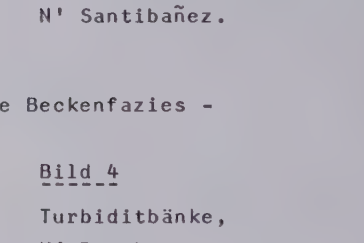


Bild 2

Rippelmarken in Feinsanden,
N' Santibañez.



- Distale Beckenfazies -

Bild 3

Turbiditbänke,
E' Resoba.

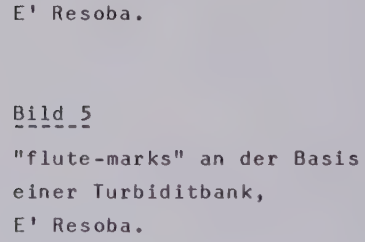


Bild 4

Turbiditbänke,
N' Resoba.

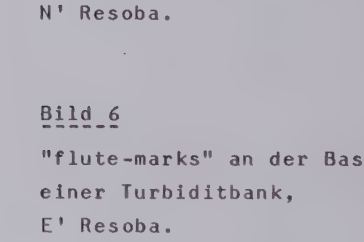


Bild 5

"flute-marks" an der Basis
einer Turbiditbank,
E' Resoba.

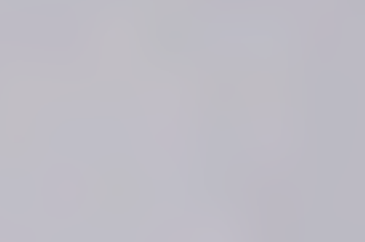
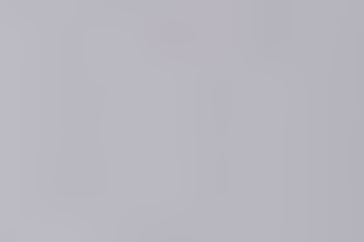
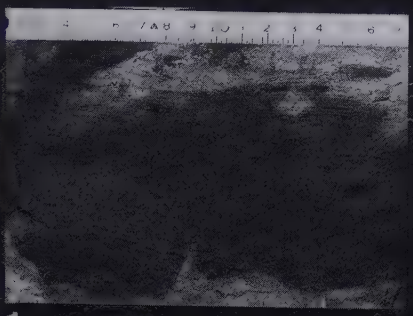


Bild 6

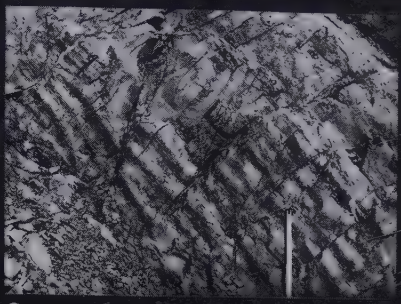
"flute-marks" an der Basis
einer Turbiditbank,
E' Resoba.



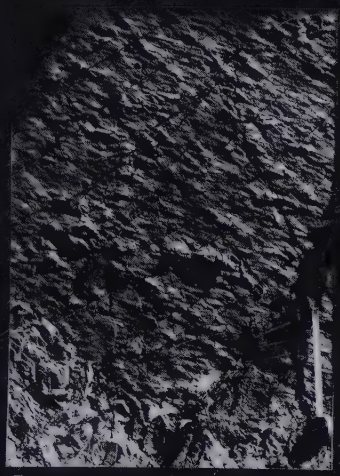
TAFEL XI



1



2



3

4

5

6

T A F E L XII

Cervera-Formation

- Distale Beckenfazies -

Bild 1

Freßspur in Sanden,
S' Cardaño de Abajo

Bild 2

Turbiditbank,
E' Resoba

Bild 3

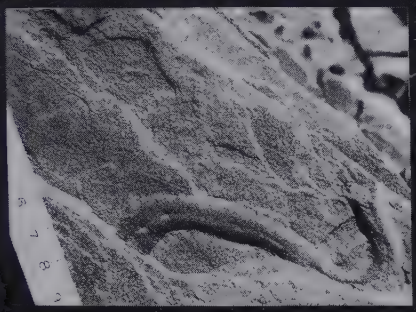
Freßspur in Feinsanden,
N' Santibañez

Bild 4

Freßspuren in Feinsanden
N' Santibañez

* Dünnschliff farbverkehrt
Höhe : 2,5 cm
Länge: 4 cm

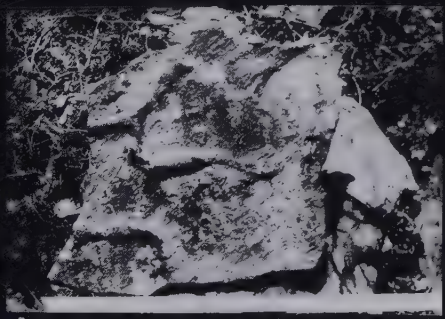
TAFEL XII



1

2

3



4

Tabellarischer Lebenslauf

Geburt :	am 30.11. 1948 in Hamburg
Eltern :	Hans Schöler, Rentner Emmi Schöler, Buchhändlerin beide wohnhaft in 2800 Bremen 33, Robert-Bunsen-Str. 80
Volksschule :	Volksschule an der Rechtenfletherstraße, Bremen, vom April 1955 bis April 1961
Gymnasium :	Gymnasium am Barkhof, Bremen vom April 1961 bis Juni 1968 Abitur am 11.6. 1968
Bundeswehr :	Vom 1.10.1968 bis 30.9.1970
Studium :	Immatrikulation im WS 1970/71 an der Universität Tübingen, Studienfach Geologie Diplomarbeit: "Geologische Aufnahmen im Oberdevon und Karbon bei Santibañez de Resoba ("León-Linie"), Palencia, Kantabrisches Gebirge (Nord-Spanien)." Diplom am 20.6. 1977
Dissertation:	Beginn im August 1977 unter der Leitung von Prof. Dr. R. Schönenberg und Prof. Dr. J. Kullmann in Nord-Spanien
Bisherige Arbeitsverhältnisse:	Vom März 1979 bis Februar 1980 beim SFB 53 an der Universität Tübingen Seit 15.7. 1980 beim SFB 19 (TAVO) an der Universität Tübingen
Heirat :	am 29.7. 1976 mit Pierrette Lejeune aus Lyon (Frankreich)

Jetzige Adresse: Schwärzlocher Str. 70, 7400 Tübingen 1

Akademische Lehrer:

In der Allgemeinen und Angewandten Geologie die Herren Professoren Dr. G. Einsele , Dr. W. Lodemann, Dr. J. Loeschke, Dr. J. Neugebauer und Dr. R. Schönenberg,

in der Paläontologie die Herren Professoren Dr. D. Herm, Dr. J. Kullmann, Dr. A. Seilacher, Dr. J. Wendt, Dr. J. Wiedmann, Dr. F. Westphal,

in der Mineralogie die Herren Professoren Dr. W. Bayh, Dr. W. von Engelhardt, Dr. H. Pichler, Dr. W. Weiskirchner,

Prof. Dr. H. Krüger (Physik), Prof. Dr. W. Rüdorff (Chemie) und die Herren Professoren Dr. F. P. Möhres und Dr. V. Schwartz (Zoologie).

dissertationsdruck · vervielfältigungen
f. u. t. müllerbader
Forststraße 18 · 7024 Filderstadt 4 (Plattenhardt)
Telefon (07 11) 77 15 67